

Csiszér Levente

Depresiunea Baraoltului

Studiu integrat de geografie fizică



Presa Universitară Clujeană

CSISZÉR LEVENTE

DEPRESIUNEA BARAOLTULUI
STUDIU INTEGRAT DE GEOGRAFIE FIZICĂ

CSISZÉR LEVENTE

DEPRESIUNEA BARAOLTULUI
STUDIU INTEGRAT DE GEOGRAFIE FIZICĂ

PRESA UNIVERSITARĂ CLUJEANĂ

2015

Referenți științifici:

Prof. dr. Dănuț Petrea

Prof. dr. Adrian Cioacă

Prof. dr. Petru Urdea

ISBN 978-973-595-861-9

**© 2015 Autorul volumului. Toate drepturile rezervate.
Reproducerea integrală sau parțială a textului, prin orice
mijloace, fără acordul autorului, este interzisă și se pedepsește
conform legii.**

**Universitatea Babeș-Bolyai
Presa Universitară Clujeană
Director: Codruța Săcelean
Str. Hasdeu nr. 51
400371 Cluj-Napoca, România
Tel./Fax: (+40)-264-597.401
E-mail: editura@editura.ubbcluj.ro
<http://www.editura.ubbcluj.ro/>**

INTRODUCERE

În anii petrecuți în regiunea etnoculturală a Ținutului Pădurilor (Erdővidék), în timpul nenumăratelor ieșiri pe teren, am avut ocazia să constat deosebirile, uneori frapante, alteori abia sesizabile, pe care Depresiunea Baraoltului le prezintă față de Depresiunea Brașovului.

În marea majoritate a studiilor geografice ce abordează sectorul curburii interne al Carpaților Orientali dar și în lucrările de specialitate (geomorfologice, climatice, pedologice ș.a.), precum și în majoritatea studiilor de fezabilitate aferente unor proiecte de amenajare teritorială și de dezvoltare regională întocmite pentru administrațiile locale, Depresiunea Baraoltului este catalogată ca fiind o „prelungire”, un „sector” nord-estic, sau un „golf” al Depresiunii Brașovului.

Într-un asemenea context apreciem ca fiind oportun un demers prin care ne propunem să punem în evidență existența unor elemente de specificitate geografică ale acestei unități și implicit să demonstrăm, pe cât posibil, faptul că, în virtutea trăsăturilor sale proprii, neconfundabile cu cele ale Depresiunii Brașovului, Depresiunea Baraoltului se individualizează și ca o unitate geografică de sine stătătoare.

Pentru a satisface obiectivul principal al lucrării, subliniat mai sus, pe parcursul investigației s-a pus un accent sporit pe aplicarea consecventă a principiului integrării, considerat de către V. Mihăilescu (1968) ca fiind cel mai reprezentativ dintre principiile geografice deoarece este singurul în măsură să asigure refacerea unității „întregului teritorial” cercetat la nivelul „părților” pe parcursul analizei. Valorificarea acestui principiu în contextul științific actual impune o serie de cerințe: diminuarea ponderii abordării reduționiste în favoarea analizei integrate, (în care primează studiul relațiilor dintre geocomponenți, sursele și factorii de determinare a acestora, surprinderea corelațiilor dintre factori), apoi determinarea formelor de integrare (spațio-temporală) a componentelor, a proceselor prin care se realizează structurarea sistemică, relațiile și funcționalitatea ce susțin autoorganizarea complexului geografic.

Pentru a conferi studiului un caracter vădit „integrat” s-a procedat, înainte de toate, la analiza succesivă a componentelor și factorilor complexului geografic punându-se accentul pe identificarea interdependențelor, a măsurii în care o anumită categorie de procese și fenomene reflectă în fapt caracteristici și condiționări din partea altor categorii. Apoi, cunoștințele obținute prin evaluarea geocomponentială (sistematică) au fost integrate în raționamente și reprezentări,

astfel încât să fie posibilă o „reasamblare”, teritorială care să redea cât mai fidel realitatea geografică.

Am apreciat totodată că un studiu integrat de geografie fizică nu trebuie să excludă și modul în care factorii fizico-geografici se reflectă în organizarea teritorială a depresiunii. De aceea, au fost operate și trimiteri la anumite procese istorice, sociale și economice care au determinat „metamorfoza” spațiului geografic „fizic” într-un „teritoriu” distinct prin prisma modului de viață, a specificității funcționale, dublată, la rândul ei, de o autentică identitate culturală. În virtutea aceluiași raționament au fost analizate oportunitățile și alternativele de dezvoltare economică a Depresiunii Baraoltului ținând seama de oportunitățile privind valorificarea resurselor fizico-geografice.

În ceea ce privește specificitatea metodologică a studiului de față am pornit de la premisa că, pentru a putea reliefa veridic individualitatea geografică certă a depresiunii Baraoltului, se impune aplicarea consecventă a principiului integrării geografice în toate ipostazele sale: spațială, cauzală (genetico-evolutivă), funcțională, peisagistică etc., optându-se, cu prioritate, pe evidențierea corelațiilor și determinărilor reciproce existente între factorii geocomplexului natural și felul în care particularitățile acestora se reflectă în organizarea teritoriului (sub aspect socio-economic). Evident, accentul pus pe integrarea geografică, nu ne-a determinat să facem abstracție de necesitatea respectării celorlalte principii de căpătâi ale geografiei: principiul spațialității, cauzalității, regionalismului, istorismului ș.a.

S-au utilizat întregul spectru de metode generale de investigație (analiza, sinteza, inducția, deducția, comparația ș.a.) metodele specific geografice (analiza morfografică, morfometrică, metoda cartografierii tematice ș.a.).

Metoda statistico-matematică a fost utilizată pentru evaluarea componentelor climatice și hidrice, la determinarea susceptibilității la alunecări de teren și la eroziune, iar metoda dendrocronologică pentru prelungirea unor date climatice.

Pentru sistematizarea datelor și a ideilor s-a recurs la clasificări tipologice și taxonomice iar în vederea reprezentării și investigării datelor disponibile s-a utilizat o paletă largă de mijloace și modele întocmite preponderent prin intermediul instrumentelor GIS (făcându-se uz de platformele MicroImages, TNTproducts 6.9. și ArcGis)

Datele utilizate și valorificate în studiul de față sunt de factură meteo-climatică, (ce provin din arhiva Stației Meteorologice Baraolt), hidrică (furnizate de SGA Covasna și posturile hidrometrice Baraolt, Brăduț, Bățani și Vârghiș), pedologice (hărți întocmite de specialiștii de la OSPA Brașov) precum și date de la Institutul Național de Statistică, Direcția Covasna, din arhivele fostei întreprinderi miniere, din arhivele primăriilor Baraolt, Bățani, Brăduț, Vârghiș.

Tuturor, le mulțumim pentru disponibilitatea și sprijinul generos oferit în vederea întocmirii acestui studiu.

Realizarea studiului nu ar fi fost posibilă fără sprijinul prețios primit din partea unor distinși profesori și cercetători. De aceea, țin să adresez mulțumirile mele în primul rând domnului profesor dr. Dănuț Petrea pentru coordonarea tezei de doctorat ca și pentru suportul științific și moral acordat pe parcursul anilor de doctorat.

Adresez sincere mulțumiri și domnilor profesori Virgil Surdeanu, Ioan Aurel Irimuș și Ioan Rus pentru observațiile și sfaturile extrem de utile pe care mi le-au furnizat în calitate de membri ai comisiei de îndrumare.

De asemenea doresc să adresez mulțumiri și domnului profesor dr. Benedek József, domnului șef lucrări dr. Aurelian Nicolae Roman (Nae) de la Univ. Al. I. Cuza Iași, domnului șef lucrări dr. Olimpiu Pop, domnului șef lucrări dr. Iulian Holobâcă, domnului cercetător științific gr. III. dr. Ștefan Bilașco, domnului profesor universitar dr. Morgós András de la Korea National University of Cultural Heritage Graduate School of Conservation Coreea de Sud, domnișoarei Andorkó Imola Rozália, domnului Szász Árpád, familiei și tuturor celor care m-au susținut în elaborarea acestei lucrări.

CAPITOLUL 1. – DEPRESIUNEA BARAOLT: AȘEZAREA GEOGRAFICĂ ȘI RAPORTURILE CU UNITĂȚILE LIMITROFE.

În general unitățile teritoriale sunt sisteme în care componentele geografice se îmbină într-un mod specific într-un areal rezultând o omogenitate relativă, aspect al continuității geografice pusă desigur în evidență în raport cu unitățile limitrofe de o serie de discontinuități. Individualitatea Depresiunii Baraoltului în raport cu unitățile adiacente, nu poate fi evidențiată tranșant în pofida relației dichotomice amintite mai sus. Urmărind discontinuitatea se impune recunoașterea, trasarea unor limite. Este binecunoscut că limitele geografice nu sunt absolute, liniare și că acestea îmbracă aspect de fâșii, ca de exemplu limita între mare și uscat. La fel stau lucrurile și în cazul unei depresiuni: prin urmare unde se situează limita dintre o depresiune și rama montană înconjurătoare? Este ea o limită liniară pusă pe culmile montane înconjurătoare? Sau este tot o limită liniară situată la contactul fundului depresiunii cu rama montană? De fapt aceasta nu există datorită interpunerii unei fâșii de tranziție ce trebuie la rândul ei definită și delimitată, respectiv arondată unuia sau altuia dintre spațiile limitrofe.

Trasarea limitelor depinde de scara de abordare: pe teren se identifică fâșii de tranziție care separă unități teritoriale, pe hartă aceste fâșii se rezumă la simple linii. Continuând ideea dualismului continuitate – discontinuitate, se poate argumenta că fiecare fâșie, suprafață de separație este deopotrivă un areal, care „unește” unități teritoriale ale căror caracteristici, fizionomii sunt oarecum diferite. Astfel unitățile teritoriale sunt „individualități” doar într-o manieră relativă, existând însă și elemente comune, relații, corelații, interacțiuni, condiționări în raport cu teritoriile învecinate.

O importanță aparte o are problema pragurilor spațiale în cadrul unităților teritoriale. Ele au luat naștere ca urmare a procese autoorganizatorice și descărcări energetice din cadrul geocomplexului și reprezintă expresia actuală a stării materiei și energiei din respectiva unitate. Această expresie a stării de echilibru actuale, realizată prin relații, corelații, interacțiuni, condiționări actuale și este rezultatul unei perioade de acumulare de noi energii necesare atingerii unor praguri energetice, prin care materia și energia se reorganizează, creând o nouă unitate teritorială cu noi relații și condiționări.

Apreciem că specificitatea geografică a Depresiunii Baraoltului are ca o primă premisă esențială apartenența la Carpații Orientali, pe care o reflectă printr-o serie de particularități geologice, morfologice, climatice, hidrice, edafice ș.a. În consecință, luarea în discuție, analiza, evaluarea oricărui element geografic al Depresiunii Baraoltului nu se poate face decât în

contextul mai larg al apartenenței acestora la Carpații Orientali. În acest context pot fi evaluate mai întâi acele componente a căror manifestare și materializare în teren prezintă continuități evidente.

Astfel, caracteristicile suportului geologic al Depresiunii Baraoltului sunt strâns legate de evoluția de ansamblu a catenei Carpatice, a Carpaților Orientali și sectorului Curburii interne deopotrivă. O expresie a continuității este modul de evoluție paleogeografică a depresiunilor de la curbura Carpaților și însăși morfologia spațiului depresionar. În aceeași ordine de idei ne putem referi și la alte ipostaze ale continuității conferite de încadrarea Depresiunii Baraoltului în zona climatului temperat, în aria aureolei mofetice a Carpaților Orientali, în bazinul hidrografic al Oltului, sau în zona de vegetație al pădurilor de foioase; toate sunt elemente ce exprima relativa continuitate și omogenitate.

În cazul de față, apreciem că scara de abordare trebuie să pătrundă până la nivelul la care devin sesizabile acele discontinuități din sectorul curbării carpatice, ce permit definirea, individualizarea ariei depresionare. Scara respectivă nu poate avea o „mărime” fixă ci trebuie ajustată în timpul evaluării componentelor, în funcție de nivelul la care discontinuitatea devine evidentă.

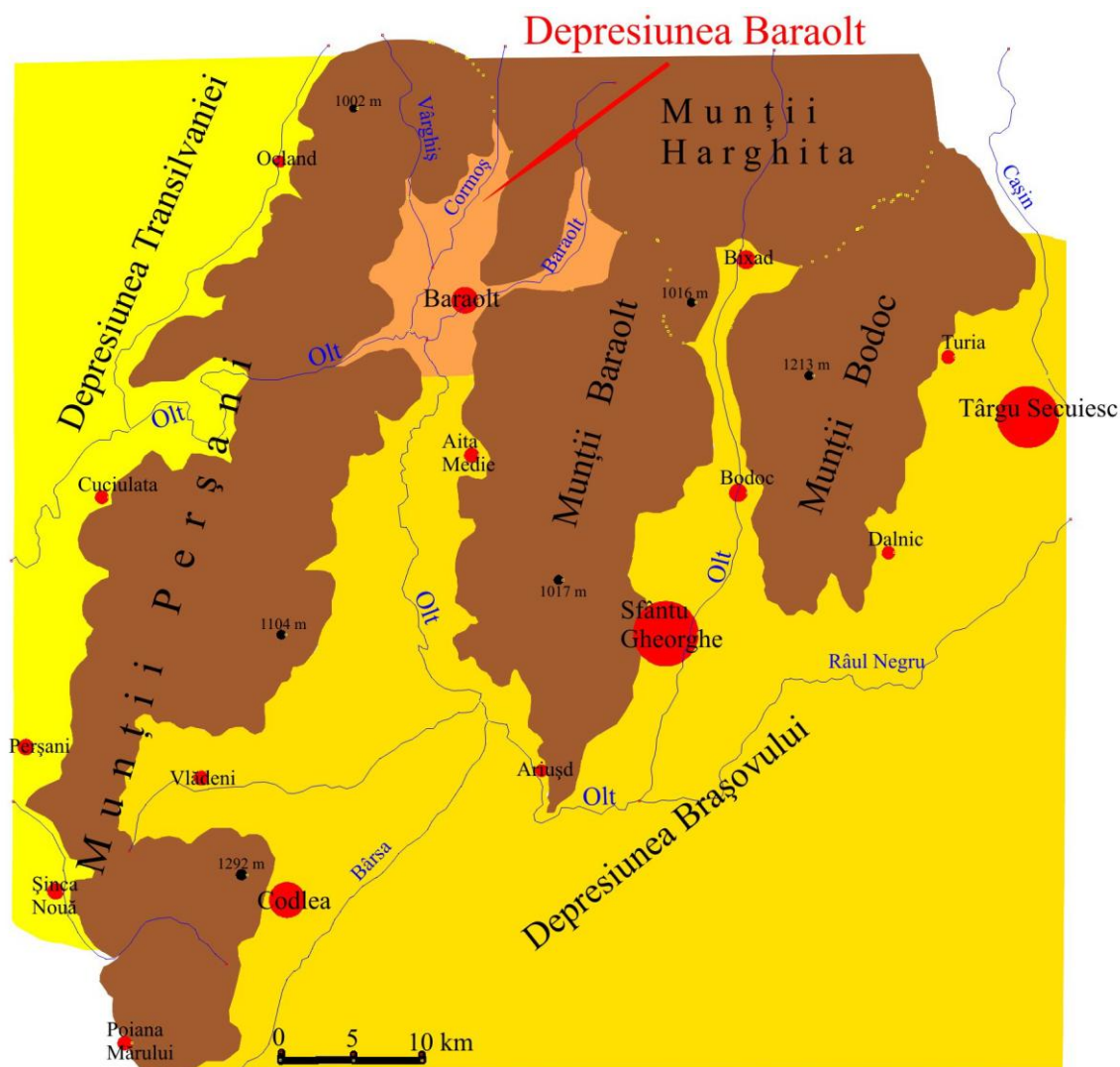
În mod tradițional, în stabilirea limitelor unei unități geografice se enumerează și se argumentează acele elemente care sunt considerate discontinuități, praguri tranșante prin care se separă de unitățile învecinate. În studiul de față ne propunem să identificăm și să definim acele fâșii în care se manifestă discontinuități care pun în evidență Depresiunea Baraoltului și deopotrivă, o integrează în context regional.

La o scară generalizată Depresiunea Baraoltului se identifică a fi o unitate geografică aparținând Carpaților Curburii Interne fiind înconjurată la nord și nord-est de aparatele vulcanice ale Masivului Harghita, de Munții Perșani la vest și nord-vest iar la est și sud de Munții Baraolt. Tot în sud există o deschidere evidentă spre Depresiunea Brașovului corespunzătoare luncii Oltului (harta 1). Această generalizare oferă doar cadrul general în care trebuie să se desfășoare evaluarea componentelor geografice în vederea identificării și definirii suprafețelor de tranziție între unitățile învecinate, ce înconjoară Depresiunea Baraoltului, și spațiul aferent depresiunii în sine.

În vederea delimitării a fost avut în vedere un set de criterii complexe care le-a inclus pe cele *geologice* (rupturile de margine de bazin, horstul interbazinal-reprezentat de vârfurile Cetății, 641,1m, Tirco, 662,5m și Dealului, 892,7m - extinderea spre sud a nivelului vulcanogen-sedimentar superior, apropierea curgerilor de lave, contactul geologic între

structurile specifice depresiunii – structuri molasice – și structurile Cretacice, margini ale pânzelor de șariaj), *morfometrice* (îclinarea pantelor, energia reliefului), *geomorfologice*

După Geografia României vol. III.(1987)



Harta nr.1: Localizarea Depresiunii Baraoltului

(extinderea glacisurilor) *peisagistice* (extinderea peisajului pădurilor de fag – ca peisaj natural caracteristic zonei montane).

Limita nordică, cea de contact cu lanțul harghitean, (harta 2) începe de la valea pârâului Stejarul, de la contactul pânzei de Ceahlău cu stratul vulcanogen-sedimentar superior, se întinde de-a lungul curbei de nivel de 545m (nivel la care survine o schimbare expresivă a declivității), se direcționează spre valea pârâului Volal, spre zona unde aceasta se îngustează sub 100m lățime. De aici se abate spre culmea de 627,5m altitudine al Dealului Rotund. În acest sector s-a urmărit fâșia de separație dintre peisajul natural al pădurii de fag, ca parte a lanțului harghitean, și peisajul agricol, ca parte a Depresiunii Baraoltului. În continuare această fâșie de separație se

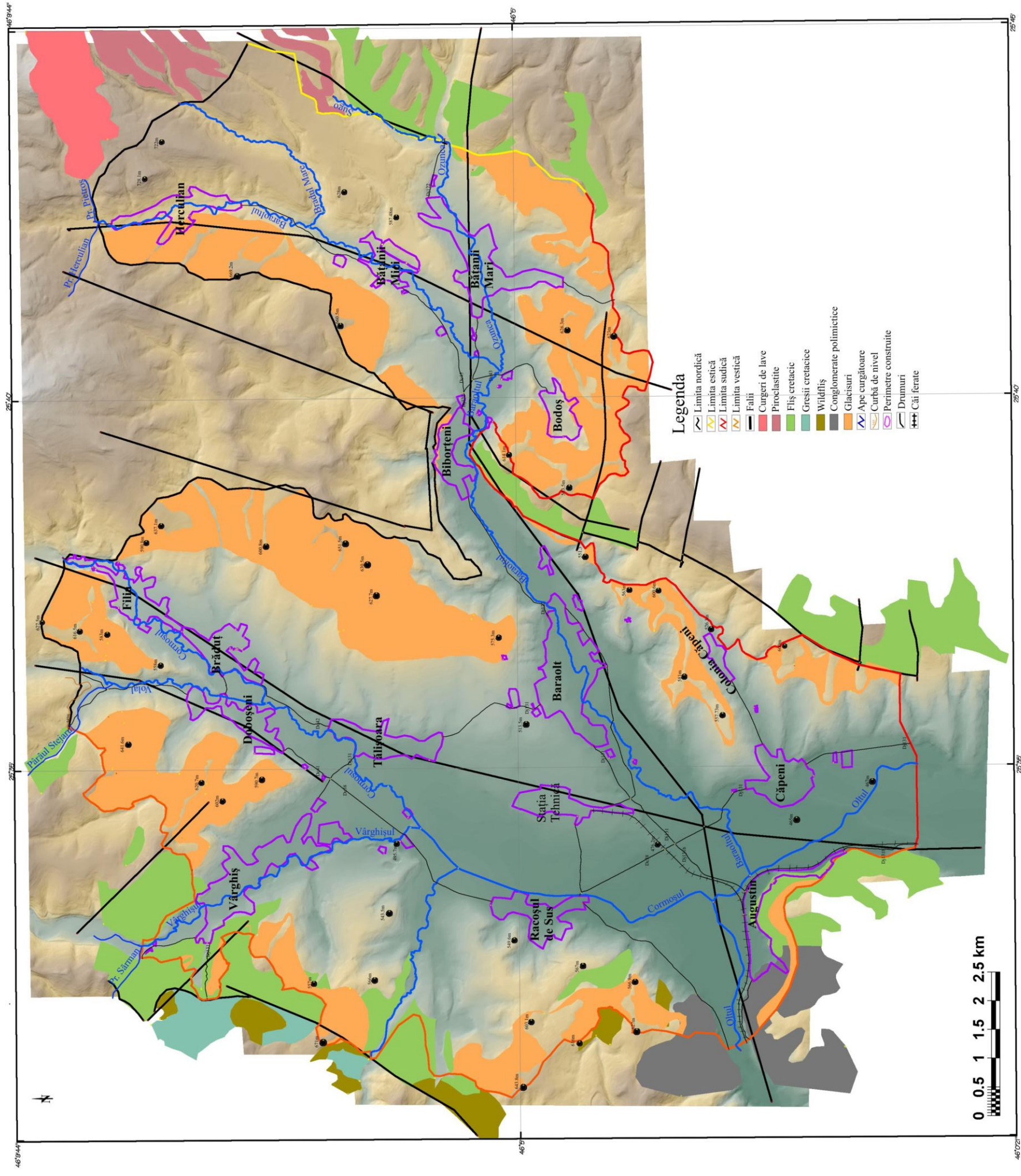
direcționează spre valea Cormoșului, al cărui talveg este intersectat la capătul nordic al satului Filia. Apoi se urmărește baza versantului stâng, până ce unghiul său de pantă scade sub 15° , după care, la capătul nordic al terasei fluvio-lacustre, se direcționează spre partea superioară a glacisului ce însoțește aliniamentul deluros dat de Vârful Dealului (892,7m) – Dealul Tortoma (701,4 m), continuând pe valea pârâului Dungo până la marginea sudică a nivelului vulcano-sedimentar superior, pe care o urmează spre est până dincolo de strangularea de la Biborțeni. În continuare, pentru definirea fâșiei nordice de separație se iau în considerare capetele superioare ale glacisurilor de sub Vf. Tirco, Dealul Românilor, apoi linia dealurilor Nadas (669,2m) și Brun (715,5m) până la valea pârâului Herculian. Se urmărește această vale până la zona de confluență între acest pârâu, pârâul Baraolt și pârâul Pietros. De la acest nod, situat la capătul nordic al satului Herculian, se urmărește valea pârâului Pietros până în apropierea curgerilor de lave, iar de aici se abate spre valea pârâului Sugo (harta 2).

Limita estică (harta 2) urmează baza versantului stâng al văii acestui pârâu – fâșie de discontinuitate evidentă cu înclinări ale pantei în jur de 20° , – până la confluența cu pârâul Ozunca. De aici continuă la baza versantului stâng al acestui pârâu (din aceleași motive ca mai înainte), până la marginea pădurii de fag (limită peisagistică) pe care o urmează, iar apoi pe glacisul de la baza culmii dealului Kovács (Covaci Sene 674m), apoi pe marginea sudică a nivelului vulcano-sedimentar superior și se direcționează spre interfluviul dintre pârâul Fierarul și Ozunca, apoi pe înșeuarea dintre culmile de 684,7m și 661m ale Dealurilor Cinodului (harta 2).

Limita sudică (harta 2) începe de la culmea de 661m a Dealurilor Cinodului și se plasează lângă o falie secundară de direcție E – V, paralelă cu G7. Pe lângă limita geologică în acest sector s-a urmărit și aliniamentul dat de dealurile Gaura Mică (623m), Stejărișului (704,5m), care se impun în relief ca o barieră între bazinul estic al Depresiunii Baraoltului și arealele mai coborâte din interiorul Munților Baraoltului. În continuare se urmărește contactul pânzei de Baraolt, din arealul vârfului Cetății cu structurile molasice, iar apoi capătul superior al marelui glacis din nordul Munților Baraolt dat de dealurile Secerișului (600,6m) și Căpeni Nord-Est (557,73m), pentru ca apoi să se direcționeze din nou pe contactul geologic amintit anterior. În arealul în care Oltul începe să se abată de la direcția S – N spre NV, spre Defileul de la Racoș fâșia de separație între Depresiunea Baraoltului și cea Brașovului intersectează lunca acestui râu.

Limita vestică (harta 2) începe de la contactul luncii Oltului cu pânza de Ceahlău din Munții Perșani, pe care o urmează până ce se distinge în relief glacisul de sub vârful Deasupra Dealului (684,07m) și de sub celelalte culmi din zonă. În continuare se abate spre intrarea

Oltului în Defileul de la Racoș, iar apoi urmează marginea structurilor cretacice de pe malul drept al acestui râu și se direcționează spre nord. De-a lungul Munților Perșani, până la valea pârâului Sărman, fâșia de separație urmărește aproximativ limita geologică dintre aceste structuri cretacice și cele molasice. În acest sector au fost luate în considerare și criteriile morfologice: extinderea glacisurilor, unghiul de pantă mai mic de 20° , precum și criteriul peisagistic al extinderii peisajului pădurii de fag. De la valea pârâului Sărman și confluența acestuia cu pârâul Vârghiș s-a urmărit ruptura secundară de orientare NE-SV, paralelă cu cea principală, de-a lungul căreia acest din urmă pârâu iese din Munții Perșani, iar de aici, pe baza criteriului peisagistic, se direcționează spre contactul pânzei de Ceahlău cu stratul vulcanogen-sedimentar superior de pe valea pârâului Stejarul.



Harta nr.2: Depresiunea Baraoltului - limite

CAPITOLUL 2. – PRIVIRE RETROSPECTIVĂ ASUPRA CERCETĂRIILOR PRIVIND DEPRESIUNEA BARAOLTULUI

Din evaluarea cronologică a surselor bibliografice referitoare la Bazinul Baraoltului și rama montană înconjurătoare constatăm că acestea acoperă intervalul 1780-2012.

Până în anul 1916 au apărut 6 lucrări, dintre care una de geografie – „A Székelyföld leírása” (Descrierea Țării Secuilor) al lui Orbán B. (1868), celalte lucrări fiind de geologie.

Cea mai veche lucrare ce conține informații geologice și despre Munții Baraolt a apărut în 1780 – Fichtel citat de Jerkelius în 1932.

În 1878 apare la Budapesta „A Székelyföld földtani és öslénytani leírása” (Descrierea geologică și paleontologică a Țării Secuilor), (Herbrich F.), în care apar majoritatea siturilor fosilifere din zona limitrofă a depresiunii, mai ales cele din defileul Oltului de la Racoș.

Din perioada interbelică datează 4 lucrări, dintre care 3 de geologie. În intervalul 1940 – 1960 au apărut 5 lucrări, dintre care 3 sunt de geografie. După 1960 asistăm la o adevărată „explozie” de lucrări, care până în anul 1980 însumează nu mai puțin de 30, dintre care 21 sunt de geografie. Volumul mare de lucrări continuă și după 1980 cu un număr de 17 până în 1990, an după care se reduce drastic la 4. Între lucrările consultate majoritatea sunt de geologie, ceea ce nu este surprinzător, dată fiind existența substanțelor minerale utile care, în absența unor studii riguroase și amănunțite, nu puteau fi exploatate.

Între lucrările care aduc cele mai valoroase contribuții cu privire la individualitatea geografică a teritoriului ce constituie obiectul demersului nostru, se detașează următoarele:

- Orghidan, N. (1937): *Munții Baraolt. Extras din Omagiu lui Constantin Kirițescu*, Edit. Cartea Românească, București
- Iancu M. (1957): *Contribuții la studiul unităților geomorfologice din depresiunea internă a curburii Carpaților (Bîrsa, Sf. Gheorghe, Tg. Secuiesc, Baraolt)* Probl. de geografie, vol. IV, București
- Popovici Viorica (1959): *Explorări geologice în bazinul Baraolt – Vârghiș – Căpeni – Buduș – Aita Seacă*, STE, A, 5, Inst.geol.
- Liteanu E et al. (1962): *Contribuții la studiul stratigrafiei Cuaternarului din Bazinul mijlociu al Oltului (Baz. Baraolt)*. St. Cercet. Geol. Geofiz., s. Geol., 7, ¾, Bucuresti
- Orghidan N., (1965): *Muntii Persani, Observații geomorfologice cu privire specială asupra văii Oltului*, St. Cerc. Geofiz. Geol. Geogr., seria geogr.XII, 1.
- Orghidan, N. (1965): *Muntii Perșani*, Natura – Geogr.- geol.XVII, 4.

- Peltz, S. (1970): *Contribuții la cunoașterea formațiunii vulcanogen-sedimentare pleistocene din sudul Munților Harghita și nord-estul bazinului Baraolt*, D.S. Inst. Geol. Geofiz., LVII/5
- Savu, M. GH. (1971): *Argumente paleontologice în favoarea susținerii existenței pânzei de Baraolt*, D.S. Inst. Geol., LVII/4
- Mihai Elena (1975): *Depresiunea Brasov*, Studiu climatic, Editura academiei RSR, Bucuresti.
- Morariu T., Posea Gr., Mac I., (1980): *Regionarea geomorfologică a Carpaților Orientali și a Carpaților de Curbură*, Studii și cercet. de geologie, geofizică și geografie, tom. XXVII, București.
- Savu, M. GH. (1981): *Grupul lacustru-vulcanogen de Baraolt*, D.S. Inst. Geol. Geofiz., vol LXVI/4., 1979 (Strat).
- Posea, Gr. (1981): *Depresiunea Brasovului* (caractere geomorfologice), AUB – Geogr., XXX
- ***** (1987): *Geografia României vol. III - Carpații Românești și Depresiunea Transilvaniei*, Editura Academiei Republicii Socialiste România
- Schreiber W., (1994): *Munții Harghita – Studiu geomorfologic*, Editura Academiei Române
- Băcăințan, N. (1999): *Munții Baraolt - Studiu geomorfologic*, Editura Academiei Române
- László A. (1999): *Studiul geologic al structurilor vulcanice din partea sudică a Masivului Harghita*, Teză de doctorat, Universitatea Babeș-Bolyai Cluj-Napoca.

Exploatarea industrială a lignitului începută în 1872 și de actualitate și în prezent, a făcut ca spre această preocupare să graviteze marea majoritate a lucrărilor de geologie. Ele sunt de fapt prelucrări de date și concluzii sintetice ale prospecțiunilor geologice având ca scop imediat, practic exploatarea eficientă și în siguranță a lignitului. Se poate aprecia că la început a existat o lungă perioadă de acumulare a cunoștințelor, lucrările începând să apară de abia în perioada postbelică: – Gheorghiu, C (1956), Popovici Viorica (1959), Liteanu, E (1962), Peltz, S (1970), Savu, M. GH. (1971, 1980, 1981). Pare util a se menționa aici și studiile efectuate pentru întocmirea hărților geologice ale României realizate între 1968 și 1983.

După 1989 accesul la imagini satelitare deschide un capitol nou în studierea geologiei regiunii. Folosind datele din forajele executate de-a lungul timpului, evaluând imagini (satelitare) Landsat, László A. împreună cu Dénes I. realizează un „model evolutiv al bazinului Baraolt” respectiv o „imagine structural-tectonică a ariei Baraolt-Harghita de Sud-Ciuc”.

O contribuție meritorie recentă (1999) aparține lui László A. prin teza de doctorat intitulată: „Studiul geologic al structurilor vulcanice din partea sudică a Masivului Harghita”. Această lucrare ne oferă cea mai complexă și completă imagine a geologiei ariei Harghita de Sud și a zonei depresionare situate la sud de aceasta, inclusiv a Depresiunii Baraoltului.

Cea mai veche lucrare de geografie despre aria depresionară a Baraoltului este „Székelyföld leírása” de Orbán Balázs, apărută în 1868. Așezările omenești, faptele geografice, culturale, economice și istorice ale regiunii sunt descrise la sfârșitul volumului întâi. Este de remarcă faptul că autorul nu ia în seamă limitele administrative ale teritoriului descris, ci încearcă o delimitare, oarecum geografică, făcând apel la componentele fizice ale acestuia: văi, creste, abrupturi ș.a.. Prezentarea faptelor naturale, sociale, economice, culturale și istorice se raportează la nivelul localităților, furnizându-se o imagine a realității geografice și sociale din a doua jumătate a secolului al XIX-lea privind așezările omenești, numărul de locuitori, apele curgătoare, resursele cunoscute la vremea respectivă, valorificarea lor. Se încearcă chiar și o prognoză de dezvoltare a regiunii, luând ca bază resursele și modul lor de valorificare.

După lucrarea de amploare, referitoare la întreg ținutul secuiesc, al lui Orbán Balázs, despre care am amintit mai sus, în 1929 a apărut „Székelyföld földrajza” (Geografia Țării Secuilor) al lui Tulogdy J..

Atenția geografilor români se îndreaptă mai ales spre zona montană înconjurătoare. În astfel de lucrări zona depresionară a Baraoltului este adusă în discuție ca și „limes”, respectiv ca zonă limitrofă, când a Munților Perșani, când a Munților Harghitei ori a Munților Baraoltului. În această notă se înscriu lucrările lui Orghidan N., care tratează Munții Perșani (1933, 1965), Defileul Oltului de la Racoș (1929, 1965), Munții Baraoltului (1937); studiul geomorfologic al Masivului Harghita al lui Schreiber W. (1980); studiul geomorfologic al Munților Baraolt al lui Băcăințan N. (1999), studiul geomorfologic al Munților Perșani al lui Cioacă A. (2002).

O altă grupare de lucrări de specialitate este reprezentată de cele care se ocupă cu studiul apelor minerale ale lanțului harghitean, dar care atinge și izvoarele din Depresiunea Baraolt. Este vorba de un volum mare de articole și studii care se întind pe perioada 1934 – 1998. La toate acestea se adaugă activitățile Societății Chohnoky din cadrul Facultății de Geografie a Universității Babeș-Bolyai din Cluj Napoca, din care au rezultat o serie de comunicări științifice în perioada 2007 – 2011, precum și întocmirea unei baze de date a izvoarelor de ape minerale ale masivului harghitean, inclusiv din zona etnoculturală „Erdővidék” Ținutul Pădurilor, care include și Depresiunea Baraolt.

Abandonarea exploatarea miniere în carieră, apoi executarea unor lucrări de închidere și ecologizare a exploatărilor subterane și în carieră au ridicat o serie de probleme de

antropogeomorfologie din care a rezultat teza de doctorat intitulată: „Strategii de reabilitare a reliefului antropic generat de exploatările miniere. Studiu de caz: Bazinul minier Baraolt” al lui Balázs Krisztina (2012).

Lucrări geografice de amploare care să trateze aspectele geografice ale Depresunii Baraolt nu au fost realizate până în momentul actual, exceptând poate, lucrarea „Erdővidék” (Ținutul Pădurilor) al geologului Kisgyörgy Z. (1973) care se dorește a fi mai degrabă un ghid turistic foarte cuprinzător. Cartea este scrisă în manieră descriptivistă și se extinde peste toată zona etnoculturală „Erdővidék” (Ținutul Pădurilor). După o descriere succintă a depresiei și a ramei montane din jur, se descriu cele mai importante trasee turistice ale depresiei cu toate obiectivele turistice naturale și antropice existente la vremea respectivă.

CAPITOLUL 3. – DEPRESIUNEA BARAOLTULUI: ASPECTE DE INDIVIDUALITATE GEOGRAFICĂ ȘI TAXONOMIE TERITORIALĂ

„Numele geografice nu se nasc întâmplător” spunea istoricul Ferenczi I. (1994) care s-a ocupat și de deslușirea originii numelui de „Barót”.

Numele geografic „Barót” apare în izvoarele istorice pentru prima dată în 1224 sub forma de „Boralt”. Este vorba de scrisoarea de donație (Adreanum) a regelui Ungariei András al II-lea prin care stabilește „Boralt” ca o parte a hotarului teritoriilor oferite cavalerilor teutoni aduși să se stabilească în Țara Bârsei. (fig.1.) După unii etimologi cuvântul are origine peceneagă, *boru aldd* însemnând nevăstuică (*Mustela nivalis*). Originea acestui nume geografic este foarte greu de stabilit datorită numărului mare de invazii ale popoarelor migratoare care, venind dinspre pasurile și trecătorile curburii Carpaților, au trecut prin zonă, îndreptându-se spre Ardeal prin pasul Rica.

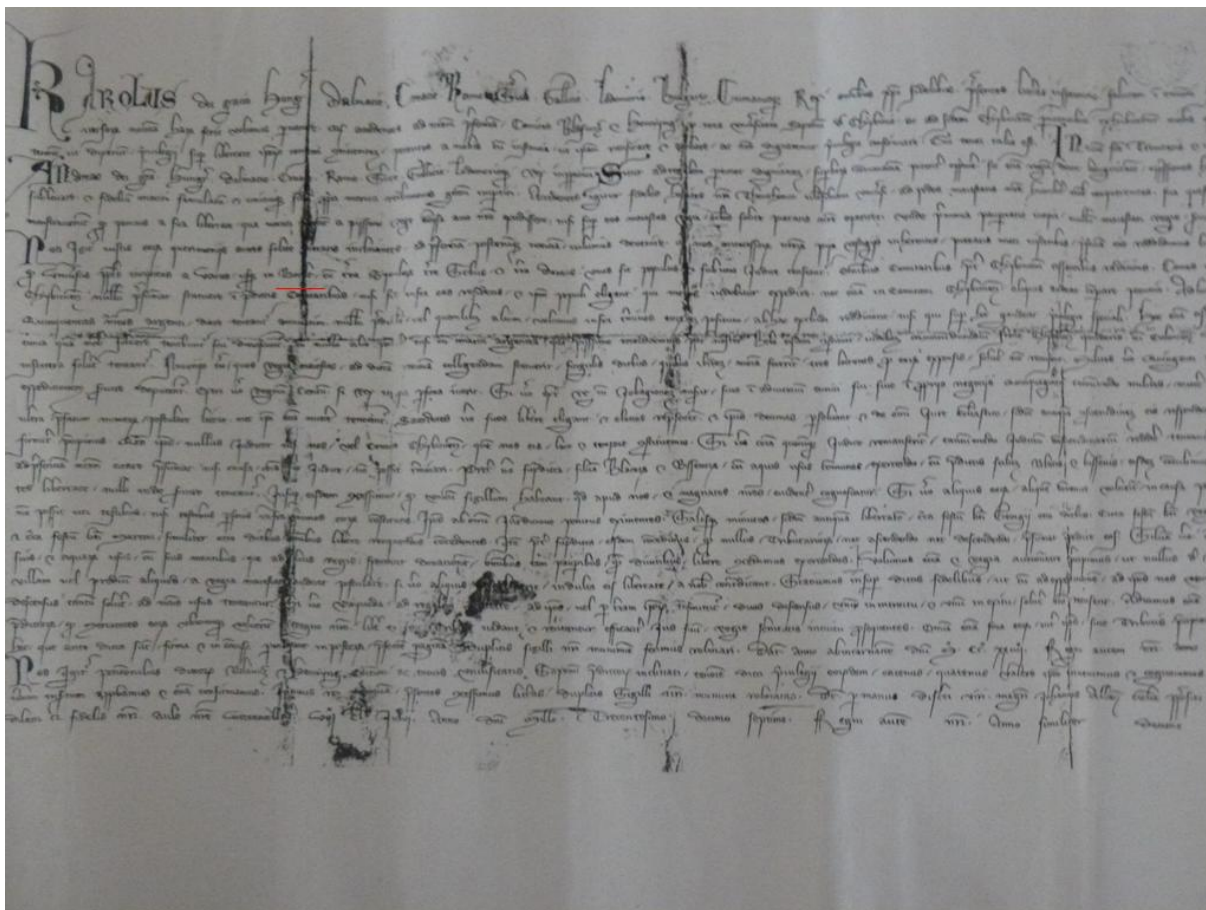


Fig. nr. 1: Copie xerox al scrisorii de donație a regelui Ungariei András al II-lea.

După 1332, în registrele papale, regiunea apare sub trei denumiri: „Baroch”, „Barouch” și „Barchuch”. În secolul al XIX-lea Orbán B. (1829-1890, etnolog, istoric și geograf, care a

descriș pentru prima oară întregul Ținut Secuiesc) folosește forma „*Baróth*”. Forma de „*Barót*”, dublată de românescul „*Baraolt*”, se încetățenesc după 1918.

În conștiința populară Bazinul Baraolt este o regiune etnoculturală purtând numele de „*Erdővidék*”, în traducere „Ținutul Pădurilor”. În limbajul științific se obișnuiește utilizarea sintagmei „Zona Baraolt”, sau „Bazinul Baraolt”, care cuprinde localitățile Apața, Ormeniș, Augustin, Belin, Belin Vale, Aita Mare, Aita Medie, Micloșoara, Căpeni și Colonia Căpeni – înșirate de-a lungul Oltului – ; Racoșul de Sus, Tălișoara, Doboșeni, Brăduț și Filia – înșirate de-a lungul pârâului Cormoș – ; Baraolt, Biborțeni, Bățanii Mici și Herculan – înșirate de-a lungul pârâului Baraolt – ; Bățanii Mari și Ozunca Băi – înșirate de-a lungul pârâului Ozunca – ; Bodoș, Aita Seacă și Zălan situate în trei bazine din Munții Baraolt; și Vârghiș situat pe pârâul omonim. În total 25 de așezări ce reunes (conform recensământului din 2002) un număr de 25174 locuitori.

Studiul de față nu vizează, desigur, toată zona etnoculturală „*Erdővidék*”, ci doar zona depresionară a Baraoltului ale cărei limite au fost definite anterior (Cap. 1).

Din studierea surselor bibliografice se poate concluziona că, geologii acceptă existența unui „Bazin al Baraoltului” cu trăsături proprii neconfundabile cu trăsăturile geologice ale Depresiunii Brașovului. În schimb, în rândul geografilor există deopotrivă o oarecare reticiență, respectiv lipsă de preocupare în a defini fără echivoc existența unei Depresiuni a Baraoltului ca unitate geografică de sine stătătoare și bine individualizată. În majoritatea lucrărilor se acreditează ideea conform căreia Depresiunea Baraoltului ar fi un „golf”, un „compartiment” sau o „prelungire” a Depresiunii Brașovului.

În lucrarea „*Contribuții la studiul unităților geomorfologice din depresiunea internă a curburii Carpaților (Bîrsa, Sf. Gheorghe, Tg. Secuiesc, Baraolt)*”, Iancu M. (1957) consideră zona Baraolt ca fiind un „golf depresionar”. În opinia acestuia subunitățile sale geomorfologice sunt părți componente ale întregii arii depresionare ale curburii Carpaților.

Ulterior, în lucrarea „*Regiunea Brașov – caracterizare geografică*” din 1973, M. Iancu face referire la zona Baraolt ca la o arie „de subsidență locală” în cadrul Depresiunii Brașovului.

În scurta prezentare a depresiunilor din România în tabelul întocmit de N. Popescu în lucrarea „*Depresiuni, bazine și culoare depresionare din Carpații Orientali și Carpații de Curbură*” (1973), Depresiunea Baraoltului nu figurează, fiind asimilată în Depresiunea Brașovului, dar, oarecum surprinzător, prin comparație, apare totuși Depresiunea Biborțeni (!?).

În studiul climatic al Depresiunii Brașovului (1975) și Mihai Elena include această zonă tot la Depresiunea Brașovului, folosind și datele stației meteorologice Baraolt pentru caracterizarea climei întregii depresiuni.

În 1980, Morariu T., Posea Gr., Mac I. în „Regionarea geomorfologică a Carpaților Orientali și a Carpaților de Curbură” stabilesc mai multe „arii de coborâre” a zonei montane. Astfel definesc: „coborârea de pe aliniamentul Dărmănești - Valea Uzului – Plăieși – Bicsad – Bățani - Baraolt” și denumesc Depresiunea Baraolt, cu toate că nu îi sunt consacrate alte spații în discuție. Totuși, pe harta care însoțește lucrarea respectivă, Depresiunea Baraolt apare separată de Depresiunea Brașovului, fără a i se atribui un rang taxonomic anume. În 1982 Valeria Velcea și Savu, A. publică „Geografia Carpaților și a Subcarpaților Românești”, lucrare în care Depresiunea Brașovului este amplu analizată și descrisă, dar în care nu se face nici un fel de referire la Depresiunea Baraolt, nici măcar ca subunitate a acestei mari depresiuni. Pe hărțile publicate în aceeași lucrare Depresiunea Baraolt apare ca parte a ariei depresionare a Brașovului.

În Tratatul de Geografia României, vol.III, (1987), în capitolul 2.5.2 Munții Perșani, Baraolt, Bodoc sunt tratați separat de celelalte unități ale curburii Carpaților. Aici apare sintagma „culoarul depresionar Baraolt – Bățanii Mari – Ozunca – Hatod”, ca limită între Munții Harghitei și Munții Baraolt. Analizându-se aspectele de geografie umană și economică a Munților Baraolt apare formularea: „Baraolt, oraș situat în centrul Depresiunii Baraolt”. Depresiunea Brașovului este tratată într-un capitol separat. Pe materialele grafice din tratat există două situații diferite. Pe harta „Munții Bodoc – Baraolt – Perșani” sunt reprezentate depresiunile mici care mărginesc acești munți, inclusiv Depresiunea Baraolt. Pe harta: „Depresiunea Brașovului” apar și localități ale Depresiunii Baraolt, iar limita Depresiunii Brașovului este împinsă până la Vârghiș. Putem deduce că nu se neagă existența unei Depresiuni a Baraoltului, dar nici nu este tratată ca și unitate geografică distinctă.

În „Munții Harghita - Studiu geomorfologic” la stabilirea limitei sudice a masivului, W. Schreiber (1994) menționează că: „*Munții Harghitei vin în contact cu Depresiunea Baraolt*”. Există o serie de argumentări privind contactul dintre cele două unități, după care suntem îndreptățiți să credem că se recunoaște existența Depresiunii Baraolt. Băcăințan (1999) în lucrarea „Munții Baraolt - Studiu geomorfologic” discută despre Depresiunea Baraolt ca despre o unitate geografică distinctă, care formează limita nordică a munților care sunt subiectul studiului său. Se ajunge chiar la o subdivizare a depresiunii, partea ei estică și nord-estică fiind definite ca Depresiunea Bățani – depresiunea cu cea mai mică altitudine dintre depresiunile tectonice ale Munților Baraolt.

Cioacă A. (2002) în lucrarea „Munții Perșani. Studiu geomorfologic” se referă la Depresiunea Baraolt tot ca un areal de limes al acestor munți și analizează, abordează aspecte

geomorfologice ale arealelor de contact, ale luncilor, văilor apelor curgătoare care debușează din zona montană în depresiune.

Dezechilibrul între ponderea mare a lucrărilor de geologie față de cele de geografie se datorează probabil insuficienței cunoașteri a particularităților geografice de detaliu, a trăsăturilor proprii ale depresiunii, gradului mare de generalizare a lucrărilor sau, posibil, efectului de „umbră” exercitat de Depresiunea Brașovului, ceea ce explică importanța mai redusă care a fost acordată Depresiunii Baraoltului, în raport cu aceasta sau zona montană din jur.

În consecință, se apreciază că este oportun un demers științific care să aducă argumente menite să reliefeze specificitatea geografică a Depresiunii Baraolt ca unitate de sine stătătoare și implicit individualitatea ei în raport cu Depresiunea Brașovului și unitățile montane limitrofe.

Un asemenea demers presupune: evaluarea premiselor geologice, a modului de asociere și diferențiere peisagistică a factorilor fizico-geografici, identificarea corelațiilor și a condiționărilor existente între aceștia, precum și impactul factorilor istorici și social – economici asupra structurii, funcționalității și fizionomiei actuale a teritoriului, pentru a putea demonstra finalmente că Depresiunea Baraoltului este o unitate geografică distinctă, cu trăsături specifice bine precizate.

CAPITOLUL 4. – SUBSTRATUL GEOLOGIC CA PREMISĂ A INTEGRĂRII ȘI DIFERENȚIERII PEISAGISTICE

4.1. Scurt istoric privind cunoașterea geologiei teritoriului.

Exploatarea industrială a lignitului, începută în 1872, de actualitate și în prezent, explică pe deplin abundența lucrărilor de geologie cu privire la Bazinul Baraoltului.. Lucrările de geologie din secolul al XIX-lea sunt bazate strict pe observații efectuate pe teren, au un caracter general și sunt scrise într-o manieră descriptivistă.

La începutul secolului al XX-lea apar o serie de studii care sunt de fapt prelucrări de date și concluzii sintetice ale prospecțiunilor geologice, având ca scop imediat practic exploatarea eficientă și în siguranță a lignitului.

Lucrările sistematice mai complete încep să apară de abia în perioada postbelică: – Gheorghiu, C (1956), Popovici Viorica (1959), Liteanu, E (1962), Peltz, S (1970), Savu, M. GH. (1971, 1980, 1981). Este util a menționa aici și studiile efectuate pentru întocmirea hărților geologice ale României realizate între 1968 și 1983.

O contribuție meritorie recentă (1999) aparține lui László A. prin teza de doctorat intitulată: „Studiul geologic al structurilor vulcanice din partea sudică a Masivului Harghita”. În realizarea acestei lucrări de amploare autorul s-a sprijit pe „345 foraje geologice, pe cartările geologice executate în exploatările miniere și lucrările miniere de exploatare existente până în 1999 și pe numeroase determinări paleontologice, secțiuni petrografice, datări de vârstă radiometrică K-Ar, analize chimice, [...], analize granulometrice, determinări mineralogice executate pe nisipuri andezitice și determinări morfometrice pe galeți de origine vulcanică.”(László A. 1999). Pe baza acestor argumente aduse de autorul citat, suntem îndreptățiți să admitem că această lucrare ne oferă cea mai complexă și completă imagine a geologiei ariei Harghita de Sud și a zonei depresionare situate la sud de aceasta, inclusiv a Depresiunii Baraoltului.

4.2. Repere definitorii privind evoluția paleogeografică a Depresiunii Baraoltului

Având în vedere integrarea macroscalară și mezoscalară a proceselor și fenomenelor de structurare geologică, este evident faptul că, pentru descifrarea realității geografice a Depresiunii Baraoltului, este indispensabilă abordarea evoluției paleogeografice în corelație cu unitățile învecinate, a căror individualizare genetică înglobează și teritoriul ce face obiectul studiului de față. Dată fiind amploarea evenimentelor și complexitatea transformărilor aferente ne propunem să analizăm și evaluăm, pe cât posibil, preponderent acele secvențe ale timpului

geologic în care s-au desfășurat procesele definitorii ale devenirii spațiului aferent actualei depresiuni a Baraoltului.

Constituirea și particularitățile structurale ale suportului geologic al Depresiunii Baraoltului sunt strict legate, la modul general, de evoluția catenei Carpatice și a Carpaților Orientali, respectiv de procesele evolutive ce au marcat sectorul Curburii interne al Carpaților Orientali, în special.

Pe baza „modelului evolutiv” elaborat de László A. și Dénes I. (1997), pot fi separate patru etape distincte:

- 1) etapa predepresionară – de formare a fundamentului depresiunii
- 2) etapa de coborâre, afundare
- 3) etapa de sedimentare, umplere a bazinului cu sedimente
- 4) etapa de definitivare a reliefului actual.

1. Etapa predepresionară a început prin punerea în loc a Unității central – est – carpatice de structură cristalină, prealpină, la care se adaugă structurile sedimentare mezozoice preaustrie.

În accepțiunea lui M. Săndulescu (1984) aceste formațiuni, aparținând zonei cristalino-mezozoice, se încadrează în pânzele central – est – carpatice ale Dacidelor Mediane și în unitatea pânzelor transilvane. Continuă apoi cu punerea în loc a flișului, care aparține Subzonei flișului intern al Carpaților Orientali. Acest fliș se cutează foarte strâns în pânze de șariaj, formându-se, și în spațiul aferent actualei depresiuni, pânza de Ceahlău – faza laramică timpurie – cu elementul său caracteristic, fișul de Sinaia. Astfel, până la sfârșitul Cretacicului, se pun în loc toate formațiunile din care sunt constituiți Munții Perșani, Munții Baraolt, fundamentul zonei vulcanice și al depresiunilor Ciucului și Baraoltului.

Alături de falia majoră a Carpaților Orientali, dată de șărierea metamorficului peste fliș (în perioada Cretacică), în evoluția paleogeografică a regiunii un rol foarte important l-a avut falia cu orientare N-S, cunoscută în literatura geologică a regiunii sub denumirea „sistemul fractural al Cormoșului”. Această fractură continuă spre nord, pe linia localităților Tălișoara, Brăduț, Fila, și apoi pe sub aparatele vulcanice ale Munților Harghitei și spre sud pe aliniamentul Oltului (G8). Paralel cu acest sistem fractural s-a format un al doilea, mai la est, dispus pe linia actualelor localități Bățani și Herculan (g27).

Perpendicular pe aceste rupturi, St. Airinei și Pricăjan A. au identificat o „falie crustală” (aut. cit. 1972), care urmează linia localităților Augustin, Baraolt, Biborțeni, Bățanii Mari, și se continuă spre est spre Bixad (G7). Aceste sisteme de falii sunt considerate a fi cele mai vechi dintre rupturile care au dus la formarea Depresiunii Baraoltului. Dacă ne referim la acele

rupturi ale scoarței de care se leagă procesele care au dus la formarea Depresiunii Baraoltului, nu trebuie omisă falia care intersectează pe direcția NV-SE cele trei falii amintite anterior. De-a lungul acestei rupturi s-au manifestat procesele vulcanice care au dus la formarea aparatelor eruptive ale lanțului Harghitean, unele având rol evident și în evoluția paleogeografică a Depresiunii Baraoltului.

Din Cretacicul superior și până la debutul celei de-a doua faze de evoluție, întreaga regiune în care se află azi Depresiunea Ciucului, sudul Munților Harghitei, Munții Perșani, Munții Baraolt, Depresiunea Brașovului și Depresiunea Baraoltului, se dezvoltă sub acțiunea agenților și factorilor externi care a avut drept rezultat formarea unei peneplene tipice având culmi rotunjite și organisme fluviale cu văi late cu orientare NV-SE (László A. 1997).

2. *Etapă de coborâre.* Începutul celei de-a doua etape, respectiv de coborâre sau afundare, se corelează cu începutul primelor mișcări tectonice declanșate de activitatea aparatelor vulcanice Miercurea Ciuc – Jigodin, Sâncrăieni, Racu, Tirco, datate la sfârșitul Pontianului, adică 5,9 – 5,1 milioane ani (László A., 1999). Până la declanșarea primelor mișcări de coborâre, regiunea a avut o evoluție subaeriană fiind supusă proceselor de modelare selectivă de către agenții externi. Activitatea aparatelor vulcanice amintite anterior a fost concomitentă cu reactivarea „sistemului fractural al Cormoșului” (G8), de-a lungul căruia mișcarea de subsidență a fost cea mai intensă. Pe baza datărilor de vârstă prin metoda radiometrică K-Ar asupra andezitelor piroxenice din primul strat de sedimente vulcanice din Depresiunea Baraoltului (situat deasupra formațiunilor Cretacice, sub stratele de cărbuni din orizontul productiv) provenite din activitatea paroxistică a aparatelor Harghita Mădăraș, Luci și Lazul, geologul László A. (1999) demonstrează că ele au vârstă Daciană. Așadar, mișcările tectonice au început în urmă cu 5,9 – 5,1 milioane de ani, iar primele sedimente vulcanogene s-au depus pe formațiunile de vârstă Cretecică în urmă cu 4,4 – 3,9 milioane de ani. Cea mai intensă coborâre s-a produs deasupra sistemului fractural al Cormoșului, unde primul strat de sedimente vulcanice atinge 10 m în partea de S, în zona localităților Baraolt, Tălișoara și 40-50 m în zona localităților Brăduț și Filia, îngroșându-se și mai mult spre N. Este de remarcat faptul că deasupra celei de-a doua falii N-S, paralelă cu sistemul fractural al Cormoșului, primul strat vulcano-sedimentar lipsește. În sud se activează și falia crustală V-E (G7), dar nici deasupra acesteia nu s-a depus acest strat vulcano-sedimentar, însă această ruptură a înlesnit coborârea segmentelor de fundament de la nord de ea. Astfel, se poate aprecia că procesul de scufundare a arealului de sub partea sudică a Munților Harghitei, Depresiunea Ciucului, flancul estic al Munților Perșani și flancul nordic al Munților Baraolt s-a desfășurat diferențiat, pe porțiuni de

suprafețe delimitate de falii crustale și regionale și cu viteze diferite, rezultând o structură de grabene și horsturi.

Scufundarea, concomitentă cu reactivarea rupturilor, nu se oprește, ci continuă pe tot parcursul Pliocenului și în Pleistocen, fiind dirijată de fazele de erupție ale aparatelor vulcanice din sudul Munților Harghitei. Astfel, fundamentul Cretacic se află la cote între 400m și 500m sub nivelul actual al reliefului. Aliniamentul cel mai coborât se află în zona sistemului fractural al Cormoșului (G8) la cote cuprinse între 50 și 150m deasupra nivelului mării (László A., 1999).

3. *Etapă de sedimentare.* A treia etapă, cea de umplere a bazinului cu sedimente, se leagă organic de etapa a doua, de scufundare, întrucât în locurile unde se manifestă procesul de subsidență se declanșează, și procesele acumulative prin aluvionare, depunere și sedimentare. După cum s-a precizat anterior, procesele de scufundare s-au declanșat la sfârșitul Ponțianului, concomitent cu începerea activității aparatelor vulcanice deja menționate, astfel încât pe suprafața paleoreliefului de peneplenă începe procesul de sedimentare, într-un mediu fluvio-lacustru, cu nisipuri, argile și intercalații de cărbune (stratul I). Astfel apreciem că în urma mișcărilor de coborâre diferențiate pe suprafața peneplenei alcătuite din roci cretacice, s-au format mlaștini și lacuri, în care se vărsau apele curgătoare, care drenau suprafețele elevate. Aceste bazine lacustre au constituit primele medii de acumulare a sedimentelor.

Declanșarea primei faze de paroxism a activității vulcanice din Harghita de Sud aduce cu sine așternerea primei stive de vulcano-sedimente, eveniment desfășurat între 4,5-4,4 și 3,9 MA – Dacian superior. Este vorba despre erupțiile din aparatele vulcanice Harghita Mădăraș, Luci, Lazul. După cum s-a amintit anterior, acest strat de sedimente vulcanice nu se regăsește în partea estică a bazinului, acesta fiind în acel timp un teritoriu mai elevat.

În perioada de calm care a urmat, întreaga suprafață a bazinului devine un teritoriu mlăștinos, creându-se condițiile pentru formarea viitorului orizont productiv, care include și stratul III de cărbune, de cea mai mare importanță economică. Sedimentarea continuă apoi într-un mediu preponderent lacustru, acoperișul orizontului fiind constituit din marne cu bogat material fosilifer, elementul cel mai reprezentativ fiind *Limnocardium fuchsi*. Este perioada în care lacul, care a acoperit zona Harghitei de sud și Bazinul Baraolt, a ajuns la întindere maximă. Depozitele de marne indică un facies de larg și un facies de litoral. Majoritatea cercetătorilor acceptă ideea, că acest lac a avut legături cu Bazinul Bârsei și în continuare cu Bazinul Dacic. Perioada de calm a activității vulcanice se încheie la limita dintre Dacian și Romanian.

A doua fază de paroxism vulcanic se desfășoară între 3,6 – 2,2 MA, Romanian, și are ca rezultat depunerea celui de-al doilea strat de vulcano-sedimente, care provine din aparatele

Cucu, Mitaci și Pilișca, faza I (László A., 1999). Imaginea, care este sugerată de coloanele litologice și granulometria materialului depus, este aceea de lac ce avea întinderea peste întreaga suprafață a Harghitei de sud și a depresiunilor limitrofe, din care se ridicau uscaturi – aparate vulcanice aflate în activitate și cele care sunt inactive, mărginite, la vremea respectivă, de structurile flișului Carpaților Orientali.

Cea mai intensă activitate vulcanică a acestei perioade paroxismale s-a desfășurat spre sfârșitul ei. Într-un timp relativ scurt s-au depus foarte multe sedimente. Grosimea mare a sedimentelor indică și faptul, că viteza de sedimentare a fost mai mare decât cea de scufundare. Mare parte a Depresiunii Baraoltului s-a colmatat, redevenind un teritoriu mlăștinos – fapt dovedit de existența la partea superioară a acestei stive de vulcano-sedimente a unui orizont de cărbune de 1 – 2m grosime. După oprirea activității vulcanice, evoluția teritoriului continuă prin revenirea la stadiul de lac prin continuarea scufundării și depunerii de sedimente lacustre – marnele cu Ostracode. Perioada de calm este relativ lungă, întinzându-se între 2,2MA și 1,4MA.

Procesul de sedimentare și colmatare a continuat, astfel, că la debutul celei de-a treia faze de paroxism a activității vulcanice, pe teritoriul studiat, regăsim atât porțiuni de uscat, cât și lacuri. În intervalul 1,4 MA și 40 – 35 mii de ani a survenit cea de-a treia fază de paroxism, cu activitatea intensă a aparatelor Cucu – faza a III-a, Pilișca – faza a II-a, precum și a structurii Ciomad. Această perioadă corespunde Pleistocenului inferior și mediu. Din analiza materialului vulcanic László A. ajunge la concluzia, că acesta s-a depus preponderent în mediu sub-aerian, deci cea mai mare parte a depresiunii era colmatată. Din punct de vedere tectonic este activă falia V-E (G7), răspunzătoare pentru oprirea întregii activități vulcanice în Carpații Orientali, iar la nivel local pentru elevarea părții sudice a bazinului.

Cu depunerea celui de-al treilea strat de sedimente vulcanice se încheie practic etapa de umplere, de sedimentare a bazinului.

4. Etapa de definitivare a reliefului actual. A patra etapă, pe care am denumit-o etapa de definitivare a reliefului actual, continuă etapa de sedimentare și începe cu stingerea treptată – în urmă cu 40 – 35 mii de ani – a activității vulcanice și împreună cu ea și a mobilității tectonice. Întregul teritoriu al Depresiunii Baraoltului devenea uscat și începe practic modelarea sub-aeriană. Râurile își ocupă actualele cursuri – pe direcția sistemelor de falii, – unele își incizează terasele și își definitivează luncile.

Odată ce omul ia în posesie acest teritoriu, începe treptat și modelarea antropică prin defrișări, desțeleniri, terasări, exploatarea resurselor subsolului, îndiguiri, regularizări de cursuri de ape curgătoare, contribuind din plin la evoluția geografică a regiunii, la definitivarea aspectului actual a reliefului Depresiunii Baraoltului.

4.3. Structura, tectonica și litologia Depresiunii Baraoltului – factori determinanți ai individualității geomorfologice

4.3.1. Structura geologică

Evenimentele care au avut loc de-lungul timpului geologic – evidențiate prin evoluția paleogeografică – în spațiul actual al regiunii aflate în studiu au avut ca rezultat structura, tectonica și petrografia actuală a Depresiunii Baraoltului.

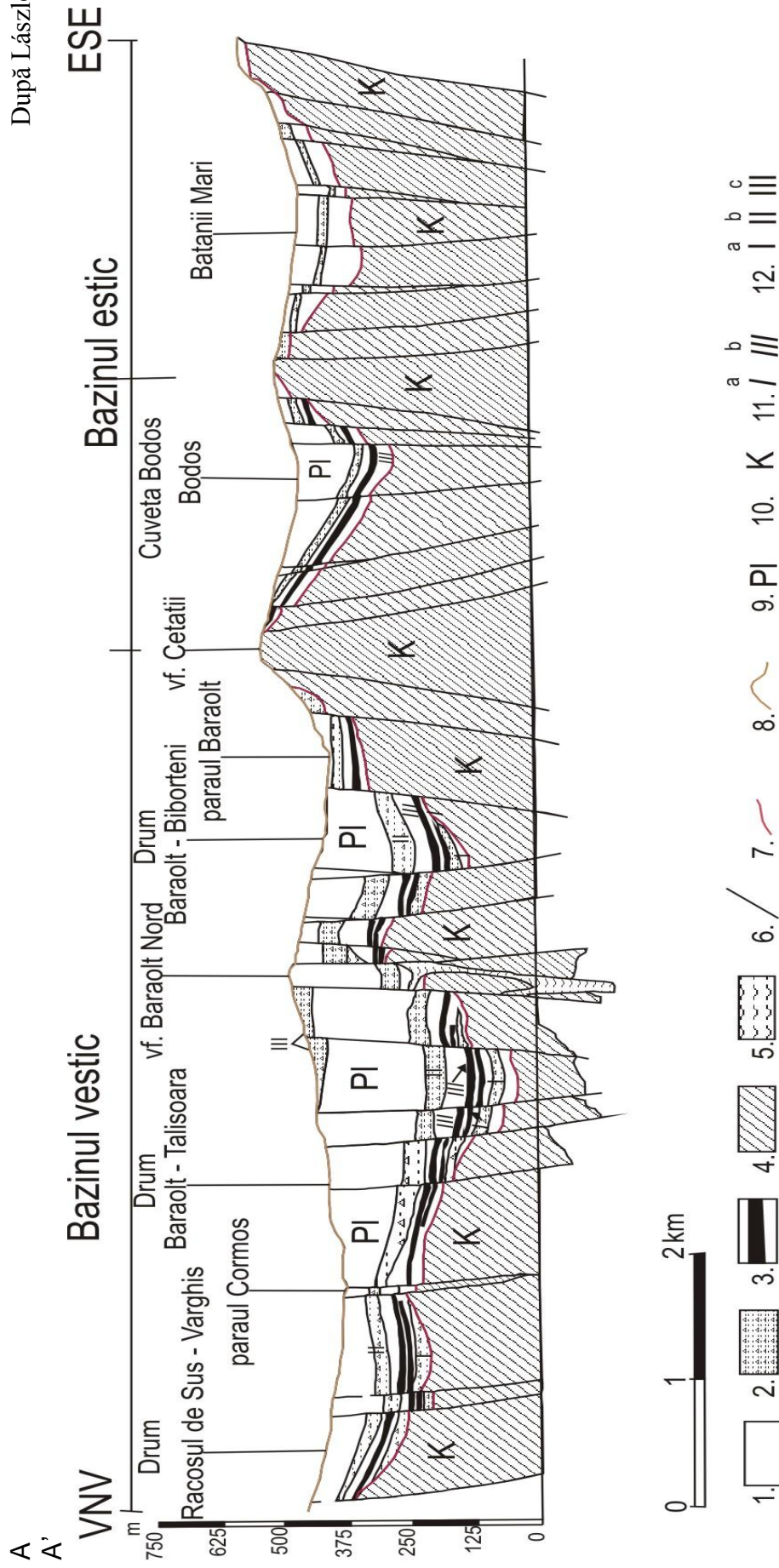
Fundamentul depresiunii, format în faza predepresionară, este reprezentat structural de orogenul Carpaților Orientali, respectiv de structurile strâns cutate, șariate ale Pânzei de Ceahlău.

Structura în pânze al fundamentului s-a format în faza larammică timpurie a orogenezei Alpine prin cutarea Stratelor de Sinaia depuse în Cretacicul inferior respectiv Neocomian. În urma mișcărilor tectonice de activare, reactivare a unor falii crustale, regionale și de formare a unor falii locale aceste structuri au fost intens fracturate formându-se o serie de grabene și horsturi.

Activitatea mult mai intensă și mai îndelungată a sistemului fractural al Cormoșului a avut ca rezultat o diferențiere între partea vestică și cea estică a depresiunii, fapt ce se poate vedea și pe profilul geologic al regiunii întocmit de László A. (1999), având direcția VNV-ESE. (fig. 2). Cele două părți sunt separate de un adevărat horst „la zi” al structurii Cretacice, reprezentat de vârful Cetății de pe malul stâng al pârlului Baraolt.

Partea vestică prezintă căderi succesive ale fundamentului până la cea mai coborâtă porțiune pe care am putea-o denumi *grabenul Cormoșului*. Continuând, pe direcția profilului geologic, urmează un horst în zona vârfului Baraolt Nord, urmat de un nou graben în zona drumului Biborțeni-Baraolt, după care horstul vârfului Cetății închide această parte a depresiunii.

Structura fundamentului Cretacic a părții estice a fost afectată de sistemul de falii paralel cu sistemul fractural al Cormoșului precum și de falia crustală E-V, care au fost mai puțin active și au avut un decalaj în timp față de acesta, aspect dovedit și de lipsa stratului III de lignit. Astfel în partea estică, pe linia localităților Bățanii Mari –Herculian, s-a format un graben simplu cu o afundare de mai mică amploare. Notă discordantă, în partea de est, prezintă zona Bodoș în care, deși se află la est de horstul vârfului Cetății-Tirco, s-a format stratul III de lignit dar lipsește primul strat de vulcano-sedimente. Pe baza acestui fapt admitem că fundamentul cuvetei Bodoș a suferit mișcări de coborâre înainte de restul părții estice a depresiunii. Fundamentul cuvetei Bodoș este un graben asimetric cu partea cea mai afundată situată la marginea estică a cuvetei, zona cu activitatea tectonică cea mai intensă.



Legendă: 1. – depozite sedimentare Pliocene; 2. – complex vulcano – sedimentar; 3. – strat de cărbune (lignit); 4. – depozite de flis cretacic (Pânza de Ceahlău, Strate de Sinaia); 5. – intruziune magmatică (andezit piroxenic); 6. – falie; 7. – discordanță; 8. – suprafața topografică; 9. – Pliocen; 10. – Cretacic; 11. – a – stratul III de cărbune; 12. – a – nivelul inferior vulcano – sedimentar; b – complexul vulcano – sedimentar median; c – complexul vulcano – sedimentar superior.

Fig.2. Profil geologic transversal prin Depresiunea Baraolt.

Peste aceste structuri stau discordant depozitele de molasă Pliocen - Pleistocene ale umpluturii depresiunii. Inițial aceste formațiuni depuse, după cum s-a mai arătat, în medii fluvio-lacustre și lacustre au format structuri orizontale și deltaice. Profilul geologic al regiunii, la care s-a făcut referire mai sus, pune în evidență faptul că aceste structuri au fost antrenate în mișcările care s-au desfășurat de-a lungul sistemelor de falii. Mișcările de coborâre, ridicare și decroșare au avut ca rezultat apariția unor porțiuni cu structuri monoclinale, înclinate spre zonele cele mai coborâte ale fundamentului, porțiuni unde stratele sunt înclinate spre marginea depresiunii, dar și porțiuni unde s-a păstrat structura orizontală.

Structurile monoclinale cu înclinare spre zonele cele mai coborâte ale fundamentului se întâlnesc în porțiunile marginale ale depresiunii iar cele cu înclinare inversă urmează imediat acestora. Cel mai pronunțat monoclin este situat în cuveta Bodoș, având aceeași înclinare spre porțiunile cele mai coborâte ale fundamentului cuvetei.

Structurile orizontale sunt caracteristice acelor zone unde fundamentul este situat la cotele cele mai coborâte – deasupra grabenelor, respectiv deasupra horstului situat în zona vârfului Baraolt Nord. Această structurare a depozitelor molasice de umplură a depresiunii Baraoltului este evidențiată de poziția stratului III de lignit precum și de poziția primului și celui de-al doilea complex vulcano-sedimentar ele reprezentând reperele principale în evaluarea structurală a depozitelor de umplură ale depresiunii.

Apropierea marilor aparate vulcanice ale Harghitei de Sud impune evaluarea structurii și din perspectiva existenței unor elemente de natură vulcanică. Astfel, pe un aliniament având direcția NE-SV, perpendicular pe direcția generală de orientare a lanțului Harghitei, la nord de localitățile Baraolt, Biborțeni și la sud de Herculan, forajele executate în anii 1980 au scos la iveală andezite piroxenice care vin în contact direct cu depozitele Pliocene.

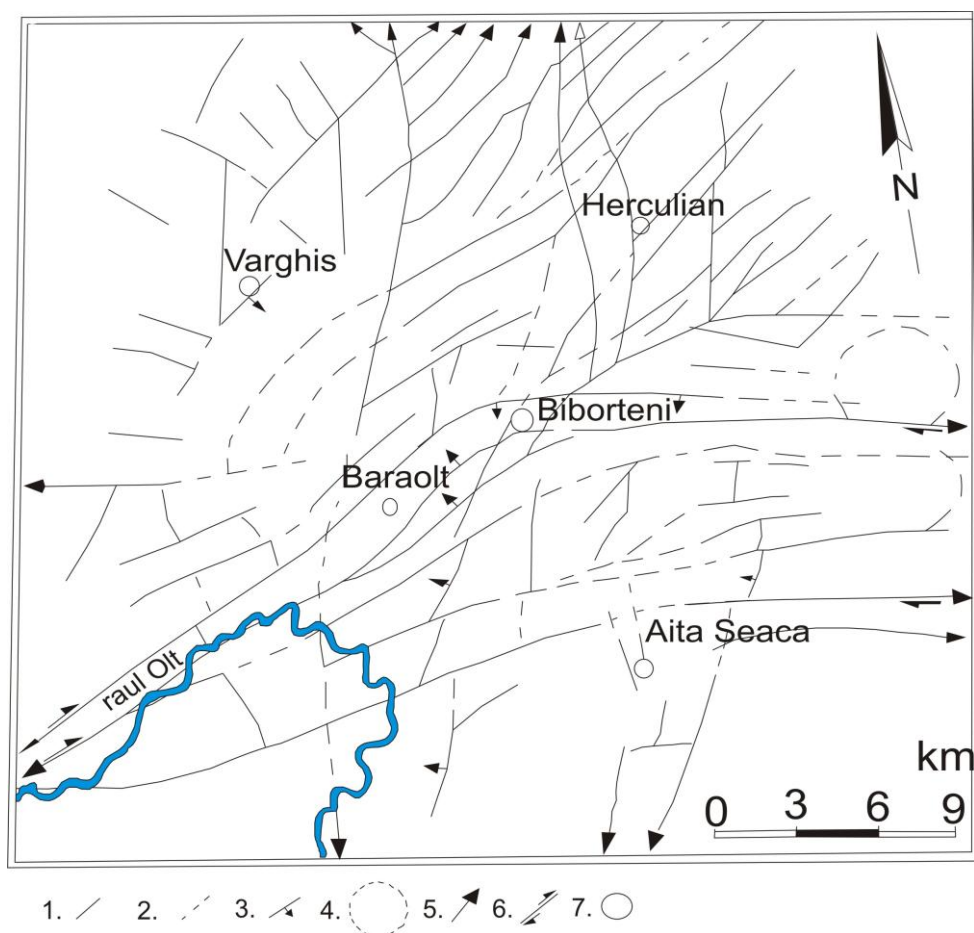
Prin rupturile fundamentului Cretacic s-au pus în loc structuri vulcanice, atât efuzive cât și intruzive, denumite „grupul de structuri vulcanice Tirco”. Singura din acest grup care este situată în momentul de față la suprafață, este structura Tirco propriu-zisă. Celelalte structuri vulcanice sunt acoperite de stiva de molasă. Acest grup de structuri vulcanice împreună cu molasa au fost ulterior deranjate tectonic. Curgerile de lave se întind pe direcția NV-SE, sunt scurte (având lungimi de 0,5 km până la 2 km) și au grosime redusă (între 3 și 20 m).

Determinările de vârstă, efectuate prin metoda radiometrică (K-Ar) pe andezitele piroxenice ale structurii Tirco indică vârste cuprinse între 5,88 \pm 1MA și 3,62 \pm 0,58MA. După corelarea de vârstă cu structurile Cucu, Mitaci, Pilișca, László A. (1999) ajunge la concluzia că grupul Tirco reprezintă cea mai veche manifestare a vulcanismului din imediata vecinătate a ariei depresionare a Baraoltului și a întregului lanț al Harghitei de Sud.

4.3.2. Tectonica Depresiunii Baraoltului

Lucrările miniere, cele 318 foraje existente în zonă, prospecțiunile geologice (efectuate în perioada 1993-1998) și imaginile satelitare (Landsat) i-au oferit geologului László A. posibilitatea să reconstituie în amănunțime particularitățile tectonice ale Depresiunii Baraoltului.

Conform acestuia, principalele direcții ale rupturilor tectonice cu rol în formarea și evoluția bazinului, sunt: NE-SV, NV-SE, N-S și E-V. În nici una dintre situații nu este vorba doar de o singură falie ci de serii de falii dispuse pe direcțiile principale și care se succed ritmic (harta 3.). Între aceste rupturi nu s-a inclus falia majoră a Carpaților Orientali dată de șarierea a metamorficului peste fliș, care se localizează la vest de depresiune, de-a lungul Munților Perșani.



Legendă: 1. – aliniamente structurale bine reliefate; 2. – aliniamente structurale presupuse; 3. – căderi pe planul faliei; 4. – forme închise, structură vulcanică; 5. – continuarea aliniamentului tectonic în afara conturului; 6. – decroșare; 7. – localitate; (După László A.)
Harta nr.3: Aliniamentele tectonice din Depresiunea Baraolt și sud-vestul Munților Harghitei.

Acest șariaj s-a produs ca urmare a compresiunilor pe direcția NV-SE, generate de mișcările microplăcilor tectonice Panonică, Moesică, Pontică și Podolică, care s-au manifestat în Cretacic. Tot această compresiune este responsabilă de formarea în zona marginală vestică și nord-vestică a depresiunii, a seriilor rupturale de orientare NV-SE. Aceste rupturi paralele, cu pasul faliei de 5-10m (László A., 1999), au fost reactivate în timpul formării Depresiunii Baraolt, dar nu au jucat un rol important în definitivarea ei, limitându-se la influențarea formării golfurilor Vârghiș și Racoșul de Sus.

De aceeași orientare NV-SE, dar mult mai importante în evoluția întregii arii depresionare, sunt acele falii de-a lungul cărora au avut loc erupțiile structurilor vulcanice ale Harghitei de Sud: Luci-Lazul, Cucu, Mitaci, Pilisca, Murgu Mare. Respectivetele structuri vulcanice au furnizat material eruptiv pentru formarea orizonturilor vulcano-sedimentare din umplutura bazinului. Pe baza succesiunii evenimentelor vulcanice din aceste structuri, în perioada cuprinsă între Ponțian și Cuaternar, pe baza datărilor de vârstă prin metoda radiometrică, László A. (1999) a stabilit că ele au prezentat perioade mobilitate accentuată în alternanță cu perioade de mobilitate diminuată. Astfel, în Ponțian, până aproape de finele acestuia (cca. 5,6MA), mobilitatea a fost accentuată iar de la finele Ponțianului până în Dacianul mediu (cca. 5,6MA – 4,6MA) s-a instalat o mobilitate diminuată; în Dacianul mediu (cca. 4,6 – 3,8MA) – mobilitate accentuată, între Dacianul mediu și Romanianul mediu (cca. 3,8MA – 3,2MA) – mobilitate diminuată; în Romanianul mediu (cca. 3,2 – 2,2MA) – mobilitate accentuată iar între a doua a doua jumătate a Romanianului superior și a doua jumătate a Pleistocenului inferior (cca. 2,2MA – 1,5MA), mobilitatea s-a diminuat; între doua jumătate a Pleistocenului inferior și prima jumătate a Pleistocenului superior (cca. 1,5MA – 0,7 – 0,4 MA) s-a manifestat o mobilitate accentuată după care a urmat o perioadă de mobilitate diminuată care a durat până la debutul Holocenului (cca. 0,01MA) când mobilitatea de-a lungul acestei serii rupturale a încetat.

Elementul tectonic major al Depresiunii Baraoltului îl reprezintă *sistemul fractural al Cormoșului* (G8), adică seriile de fracturi de orientare N-S. Acesta se consideră a fi cel mai vechi și cel mai activ sistem tectonic care a contribuit la formarea zonei aflate în studiu. Acest sistem de fracturi face parte din dislocația majoră a Carpaților Orientali, dată de limita dintre structura cristalino – mezozoică și structura flișului intern.

Sistemul fractural al Cormoșului se desfășoară pe linia localităților Tălișoara, Filia și se continua spre nord pe sub structurile vulcanice ale Harghitei de Sud și, dincolo de ele, în bazinul Ciucului de Mijloc iar spre sud, în Depresiunea Brașovului, pe aliniamentul Oltului. Cotele actuale cele mai coborâte au fost interceptate în foraje în zona localităților Baraolt și Doboșeni

și sunt situate la 50-100 m față de nivelul mării (László A., 1999). La cote asemănătoare a fost interceptat și în bazinul Ciucului de Mijloc. Aceste rupturi s-au reactivat și au avut mobilitate intensă între sfârșitul Pontianului (cca 5,8MA) și până aproape de mijlocul Dacianului (cca. 4,6MA), după care mișcările s-au diminuat dar au continuat până pe la sfârșitul Dacianului (cca. 3,8MA) și au avut rol determinant în formarea grabenului din partea vestică a depresiunii.

O nouă perioadă de mișcări active de-a lungul faliilor nord-sud se presupune că s-a desfășurat între a doua jumătate a Romanianului (cca. 2,2MA) și Pleistocenul inferior (cca. 1,5MA) iar după o perioadă de inactivitate s-au reactivat sfârșitul Pleistocenului superior (cca 0,12MA – 0,035MA), (László A., 1999).

Sistemele rupturale nord-sud din vestul bazinului se continuă în serii paralele spre est, ca și replici ale acestora, având aceeași vârstă și fiind active în aceleași perioade. În estul bazinului deosebit de importante între aceste serii sunt cele de pe linia localităților Bățanii Mari, Herculan (g27). Mișcările de coborâre din perioadele în care acestea au fost active au dus la definitivarea părții estice a depresiunii. Cu toate că au fost active în același interval de timp, anvergura mișcărilor a fost mai mică, cauză pentru care fundamentul nu este atât de afundat ca în partea vestică a depresiunii și deci și stiva de sedimente este mai subțire, lipsind atât stratul III (productiv) de cărbune, cât și primul strat de vulcano-sedimente.

Seriile de falii orientate nord-est - sud-vest sunt direct legate de faliile de-a lungul cărora s-au produs erupțiile vulcanice ale Harghitei de Sud, având o poziție perpendiculară față de acestea. Ele afectează întreaga suprafață a ariei depresionare și se repetă ritmic dinspre nord-vest spre sud-est.

Pe baza determinărilor de vârstă, prin metoda radiometrică K-Ar, a putut fi constatat un decalaj de timp în activitatea lor, dinspre nord-vest spre sud-est, pe măsura înaintării erupțiilor în această direcție. Intensitatea maximă în activitatea lor a avut loc probabil între sfârșitul Pontianului și începutul Dacianului (cca. 5,8MA – 5,2MA) și între a doua jumătate a Dacianului superior și prima jumătate a Romanianului inferior (cca. 4,1MA – 3,1MA). Mișcări de intensitate redusă de-a lungul acestui sistem de rupturi au avut loc în Pontian (cca. 7,2MA – 5,8MA), între mijlocul Dacianului inferior și a doua jumătate a Dacianului superior (cca. 4,9MA – 4,3MA), între prima jumătate a Romanianului inferior și prima jumătate a Romanianului superior (cca. 3,1MA – 2,2MA) și apoi din a doua jumătate a Pleistocenului inferior până la debutul Holocenului (cca 1,5MA – 0,01MA) bineînțeles cu decalajul amintit anterior.

Se remarcă faptul că acest sistem de rupturi este singurul din cortegiul de rupturi ale Depresiunii Baraoltului, care a fost activ – cu fluctuații de intensitate – de-a lungul întregii

perioade cuprinse între Panonian și Holocen. Datorită rigidității metamorfitelor de pe flancul estic al Perșanilor faliile s-au arcuit spre sud, devenind paralele cu dislocația majoră a Carpaților Orientali și s-au alăturat sistemului fractural al Cormoșului, luând la sud de Tălișoara o direcție nord – sud. Această serie de fracturi a afectat faliile mai vechi care au direcție nord - sud, pe care le-au decroșat și, în același timp, au imprimat fundamentului salturi pe verticală cu amplitudini de 10 – 40m (László A., 1999).

Marginea sudică a Depresiunii Baraoltului este afectată de seriile rupturale cu orientare est - vest, care după Șt. Airinei și A. Pricăjan (1972) fac parte dintr-un sistem de falii crustale care vin din Bazinul transilvan. Acestea afectează Munții Perșani de-a lungul Defileului de la Racoș, urmând linia localităților Augustin, Baraolt, Biborțeni, Bățanii Mari și continuând spre est prin Bixad (G7). Ele au flexură spre nord-est între Baraolt și Biborțeni continuând apoi pe direcția inițială. Lățimea pe care afectează fundamentul este de 1,5 – 2km, decroșările pe care le-au provocat sunt de 700 – 1,5km, iar dislocațiile cumulate pe verticală sunt de 500 – 550m (László A., 1999). La nivel regional mai larg rolul cel mai important pe care le-au avut este faptul că au dus la stingerea activității vulcanice în întregul sistem vulcanic din estul Transilvaniei. La nivel local, au determinat scufundarea părții sudice a depresiunii în a doua etapă de evoluție paleogeografică, prin mișcările de decroșare, au facilitat apariția unor corpuri magmatice aparținând structurii Tirco și, finalmente, au produs o ușoară elevare a părții sudice în etapa de desăvârșire a reliefului.

Seriile de dislocații E-V au avut trei perioade de activitate intensă, primele două de provocare a scufundării, iar a treia – foarte scurtă – de elevare, toate combinate cu decroșări. Toate aceste perioade de mișcări intense au fost urmate de perioade de inactivitate sau de perioade cu mișcări diminuate. Între sfârșitul Pontianului superior și mijlocul celei de a doua jumătăți a Dacianului inferior (cca. 5,8MA – 4,9MA) s-a desfășurat o perioadă de activitate intensă, urmată de o perioadă de inactivitate până la mijlocul celei de a doua jumătăți a Romanianului superior (cca. 4,9MA – 2,2MA). A doua perioadă de activitate intensă de-a lungul seriei de falii E-V s-a desfășurat între mijlocul celei de a doua jumătăți a Romanianului superior și doua jumătate a Pleistocenului inferior (cca. 2,2MA – 1,5MA) urmată de o perioadă de activitate diminuată până la a doua jumătate a Pleistocenului superior, când s-a declanșat cea de-a treia perioadă de activitate intensă (cca 0,12MA – 0,035MA), (László A., 1999).

Tabel nr.1: Perioadele de mobilitate ale sistemelor de fracturi din aria Baraolt - Harghita - Ciuc întocmite pe baza succesiunii evenimentelor vulcanice legate de Harghita de Sud.

Sisteme de falii active în perioada Pontian - Cuaternar	Scara geocronologică						
	Pontian	Pliocen				Cuaternar	
		Dacian		Romanian		Pleistocen	Holocen
	5,4MA		3,6MA		1,8MA		0,01MA
N - S		—	---		—		▪
E - V		—			—	---	▪
NV - SE	—	---	—	---	—	—	---
SV - NE	---	?	---	—	---	---	---

După László A.

Aceste serii de rupturi au afectat fundamentul Depresiunii Baraoltului, iar expresia lor la suprafață este mult diminuată, fiind ecranate de stiva de depozite molasice depuse de-a lungul perioadei cuprinse între Pontian și Pleistocen.

4.3.3. Petrografia – premisă a diversificării peisagistice

Așa cum s-a arătat fundamentul Depresiunii Baraoltului este constituit din flișul Cretacic al Pânzei de Ceahlău. În unitatea structurală a Pânzei de Ceahlău, între cele două digitații (Ciuc și Bodoc) identificate de M. Sădulescu (1964), digitația Ciuc ocupă cea mai mare parte a Munților Baraolt și a fundamentului Depresiunii Baraolt.

Digitația Ciuc a Pânzei de Ceahlău este alcătuită din depozite formate în Cretacicul Inferior – Neocomian și anume din Stratele de Sinaia. M. Sădulescu și Jana Sădulescu (1964) au separat în Stratele de Sinaia 3 orizonturi: inferior șistos, mediu calcaros – grezos și superior șistos – grezos cu brezii.

În zona Baraolt se extinde orizontul superior șistos – grezos cu brezii care prezintă o alternanță de gresii calcaroase negricioase cu șisturi marnoase negricioase, cu prezența breziilor calcaroase care cuprind și elemente de șisturi cloritoase și calcare (László A., 1999). Orizontul superior al stratelor de Sinaia constituie cele mai vechi depozite Cretacice din regiunea aflată în studiu, alcătuind fundamentul Depresiunii Baraoltului.

Molasa care s-a depus discordant peste stratele de Sinaia a fost subiectul multor, lucrări de geologie, atât teoretice cât și aplicate, având în vedere faptul că ascunde zăcămintele importante din punct de vedere economic. Contribuții semnificative la cunoașterea structurilor molasice din Depresiunea Baraolt au avut: Herbich Fr. 1878, Koch A. 1880, Jerkelius 1927, Bányai J. 1937, Popovici Viorica 1959, Liteanu E. 1962, Petrescu I. 1969, 1978, 1979, 1988, S. Peltz 1971, Savu M.GH. 1978, 1981, 1984, Kristo A. 1983, László A. 1999, la care se adaugă

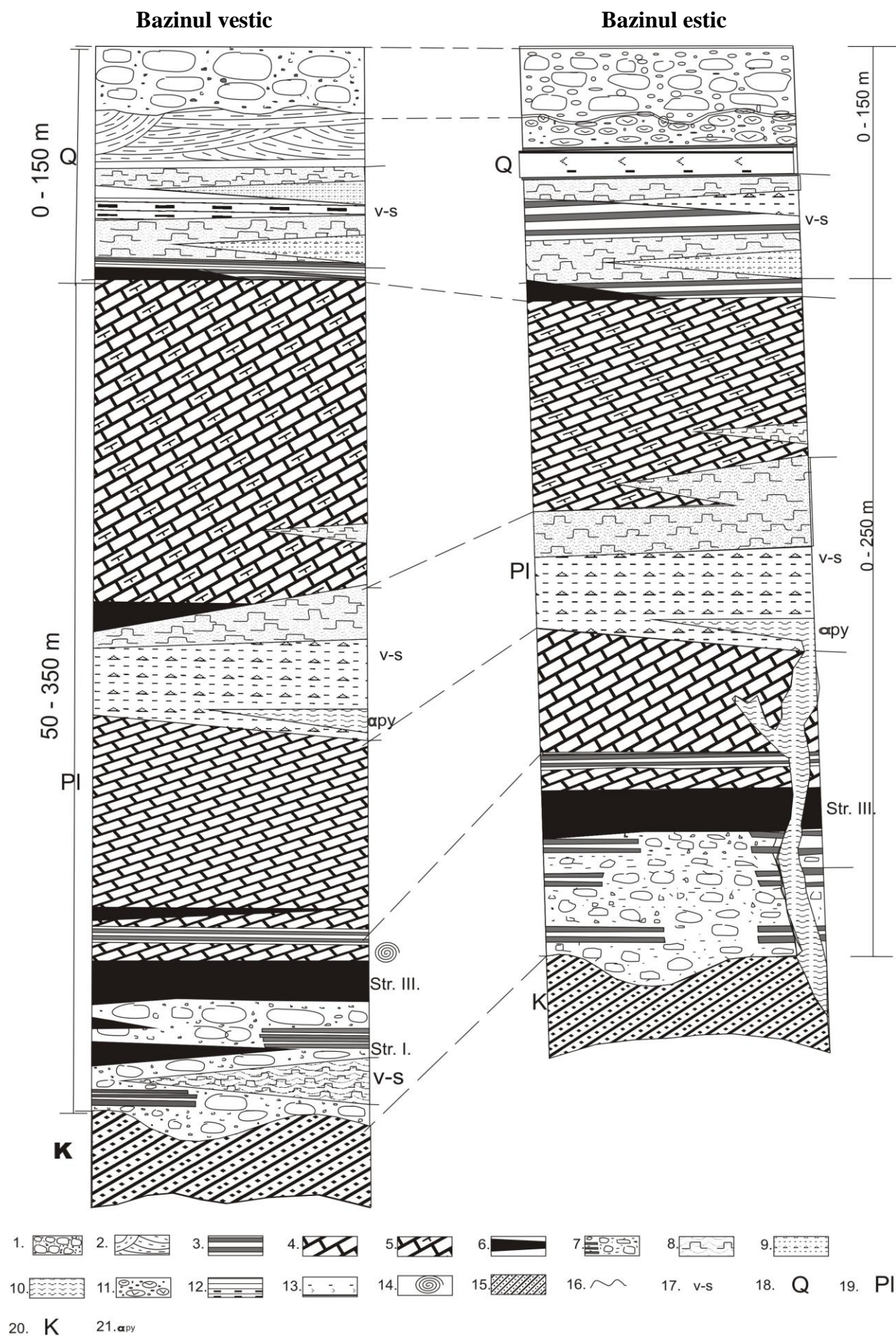
numeroasele rapoarte întocmite de geologii care au lucrat la exploatările de lignit, rămase nepublicate.

Prin corelarea datelor provenite dintr-un număr considerabil de foraje executate în regiune (318) László A. (1999) a construit 2 coloane litologice sintetice, reprezentative pentru întreaga arie depresionară a Baraoltului, una pentru bazinul vestic și cealaltă pentru bazinul estic. Aceste două coloane litologice sintetice au fost utilizate pentru evidențierea formațiunilor petrografice specifice Depresiunii Baraoltului.

În bazinul vestic, la baza depozitelor Pliocen – Pleistocene, se găsesc argile albastre-verzui nefosilifere cu intercalații de nisipuri grosiere și pietrișuri provenite din stratele de Sinaia. Grosimea acestor crește de la sud la nord de la cca. 0,5m la 30m. Urmează, în alternanță, nisipuri, argile, argile carbunoase și marne cenușii; marnele conțin fosile de heliciidae de apă dulce. Această succesiune litologică situată imediat deasupra structurilor Cretacice a fost denumită de geologi „brecie bazală”.

Peste aceste strate s-a depus primul strat vulcano-sedimentar definit, caracterizat și corelat cu activitatea vulcanică a structurilor Harghitei de Sud de către László A. în 1999. Petrografic, acestui prim orizont vulcano-sedimentar, îi sunt caracteristice aglomeratele vulcanice andezitice alcătuite din nisip mediu, grosier, andezitic, pietriș de natură andezitică și tuf lapilic. În partea de sud a depresiunii pietrișul este rotunjit – dovadă a resedimentării fluviale. În unele sectoare ale depresiunii elementele petrografice sunt încastrate în material tufitic argilos datorită alterării într-un mediu lacustru. După László A. (1999) aceste materiale provin din erupția structurii Harghita-Mădăraș și din primele faze de erupție ale structurii Luci-Lazul. Pe baza determinărilor de vârstă prin metoda radiometrică s-a determinat faptul că cele mai tinere andezite piroxenice ale primului orizont vulcano-sedimentarau între 4,4 și 3,9MA (Dacian)– perioada aproximativă a încetării primei faze de erupții din structura Luci – Lazul.

În acoperișul primului orizont vulcano-sedimentar s-au depus în alternanță marne carbunoase (stratul I și II de lignit), argile cenușii, nisipuri. Urmează o alternanță similară care cuprinde stratul III de lignit – cu cea mai mare importanță economică din aria întregii depresiuni. Datorită acestui fapt această serie litologică a fost denumită de Liteanu E (1962) „complexul carbunos”, iar de Savu M. Gh. (1980) „subformațiunea productivă bazală”. În stratul III de lignit – în urma exploatărilor – s-a descoperit o bogată faună de mamifere precum *Anancus arvernensis*, *Zygodon borsoni*, și altele, care după László A. (1999) prezintă asemănări cu fauna de la Mălușteni – Berești, și care conferă întregului complex vârsta Pliocenului mediu (Dacian superior – Romanian inferior).



Legendă: Holocen: 1. – depozite de terasă; **Pliocen – Pleistocen:** 2. – stratificație încrucișată (depozite detritice); 3. – argilă; 4. – marnă; 5. – marnă tufitică; 6. – cărbune (lignit); 7. – brechie bazală argilo – nisipoasă; 8. – nisip de natură vulcanică; 9. – aglomerat vulcanic; 10. – înrădăcinări și curgeri de lave; 11. – depozite clastice cu piatră ponce; 12. – siderit; 13. – diatomit; 14. – lumașel; **Cretacic:** 15. – depozite de fliș (gresii, marne, șisturi argiloase); 16. – discordanță; 17. – niveluri și complexe vulcano – sedimentare; 18. – Cuaternar; 19. – Pliocen; 20. – Cretacic; 21. – andezit piroxenic. (După László A.)

Fig nr.3: Coloane litologice sintetice pentru depozitele de umplutură ale Depresiunii Baraolt.

Imediat în acoperișul stratul III de lignit se găsește un adevărat lumașel cu numeroase fosile de gasteropode aparținând genurilor: *Gyraulus*, *Bulimus*, *Pyrgula*, *Hydrobia*, *Theodoxus*, *Melanopsis*, precum și lamelibranhiate aparținând genurilor: *Limnocardium* și *Dreissensia*.

În bazinul estic al Depresiunii Baraoltului succesiunea litologică prezentată până acum este diferită. Decalajul în timp și spațiu al erupțiilor vulcanice, care să furnizeze material și care să declanșeze afundarea fundamentului, a făcut ca în zona Bățani – Herculan să lipsească primul orizont vulcano-sedimentar, precum și primele trei strate de lignit, fiind prezentă doar brechie bazală. În sud-vestul acestei zone, în cuveta Bodoș, situația se schimbă din nou întrucât aici scufundarea s-a produs ca urmare a mișcărilor tectonice de coborâre și decroșare ce au avut loc de-a lungul seriilor rupturale crustale de orientare V-E (G7). Aceste mișcări au făcut ca perimetrul Bodoș să devină bazinet de sedimentare înaintea celorlalte porțiuni ale bazinului estic. Astfel, în acoperișul brechiei bazale, s-a format cel de-al treilea strat de lignit. În continuare, succesiunea litologică este asemănătoare în cele două bazine ale depresiunii, cu mențiunea că, în cel estic, formațiunile petrografice au o grosime mai mică decât în cel vestic.

Lumașelului din acoperișul stratul III de lignit îi urmează una din cele mai uniforme și reprezentative formațiuni petrografice ale Depresiunii Baraoltului: formațiunea marnelor cu *Limnocardium*. Este alcătuită din marne albicioase tufacee depuse în perioada de maximă afundare a bazinului, grosimea variază între 10 și 40m, este bogată în fosile de lamelibranhiate specii de *Limnocardium* și *Paradacna*, și la bază se intercalează stratul IV de cărbune – nesemnificativ economic.

Succesiunea litologică continuă cu cel de al doilea complex vulcano – sedimentar, rezultat al declanșării unei faze de paroxism în activitatea structurilor Cucu, Mitaci, Pilișca (prima fază). La baza acestui complex se găsesc micile corpuri efuzive aparținând grupului Tirco, alcătuite din andezite piroxenice. În cadrul complexului vulcano-sedimentar median László A., (1999) a diferențiat nivele petrografice. Primul nivel este alcătuit din tufuri și tufite

cu granulație diversă, al doilea nivel cuprinde material mai grosier, aglomeratic, lapilic, alcătuit din fragmente de andezit cu piroxeni și amfiboli, – rezultat al unei activități vulcanice explozive. Nivelul al treilea conține material de origine vulcanică în amestec cu fragmente centimetrice și decimetrice de marne, argile, lumașel, cărbuni (desprinse probabil din marginea depresiunii) – rezultat al unei resedimentări torențiale. Formarea complexului median s-a desfășurat într-o perioadă de timp relativ scurtă, viteza de sedimentare depășind viteza de scufundare și astfel s-a colmatat aproape întreaga arie depresionară. Cele mai vechi elemente ale complexului median au o vârstă cuprinsă între 3,4 – 3,6 MA (Romanian).

După încheierea activității structurilor vulcanice, care au dus la formarea acestei serii petrografice, se reia sedimentarea caracteristică, cu formarea, pe alocuri, a unor medii mlăștinoase, lacustre care au dus la formarea unui strat de lignit de 1 – 2m grosime, (stratul V) fără importanță economică. Continuarea scufundării bazinului duce la transformarea lui într-un mediu lacustu de apă dulce și depunerea stratului de marne cu ostracode peste complexul vulcano-sedimentar median. Marnele cu ostracode formează un strat uniform pe întreaga suprafață a bazinului vestic, cu bogat material fosilifer cuprinzând specii de *Candona*, *Caspiolla*, *Pontocypris*, *Cyprides*. În estul bazinului faciesul trece din marne în nisipuri argiloase, epiclastite în care s-au găsit fosile de lamelibranhiate și gasteropode de apă dulce.

Cu depunerea marnelor cu ostracode se colmatează aproape întreaga arie depresionară, doar în unele locuri se creează condițiile pentru formarea unui strat subțire de cărbune (stratul VI) mai ales în nordul bazinului – mai precis la nord de Filia și Herculan. Vârsta stratelor de marne cu ostracode s-a apreciat a fi Romanian – Romanian superior.

Peste marnele cu ostracode s-a depus cel de-al treilea complex vulcano - sedimentar (László A., 1999), ca urmare a ultimei faze de activitate a aparatelor vulcanice ale Harghitei de Sud. Este vorba de elemente petrografice provenite de la erupțiile din Cucu și Pilișca, de amploare mai mică decât fazele anterioare. Acest ultim complex vulcano-sedimentar este alcătuit din depozite de piroclastite, epiclastite, depuse eterogen, cu intercalații sedimentare lacustre. Ele se compun din tufuri cu granulație diferită, lapili, aglomerate vulcanice andezitice și dacitice. În nordul depresiunii s-au format depozite diatomitice, cărbunoase, argiloase, depozite cu piatră ponce.

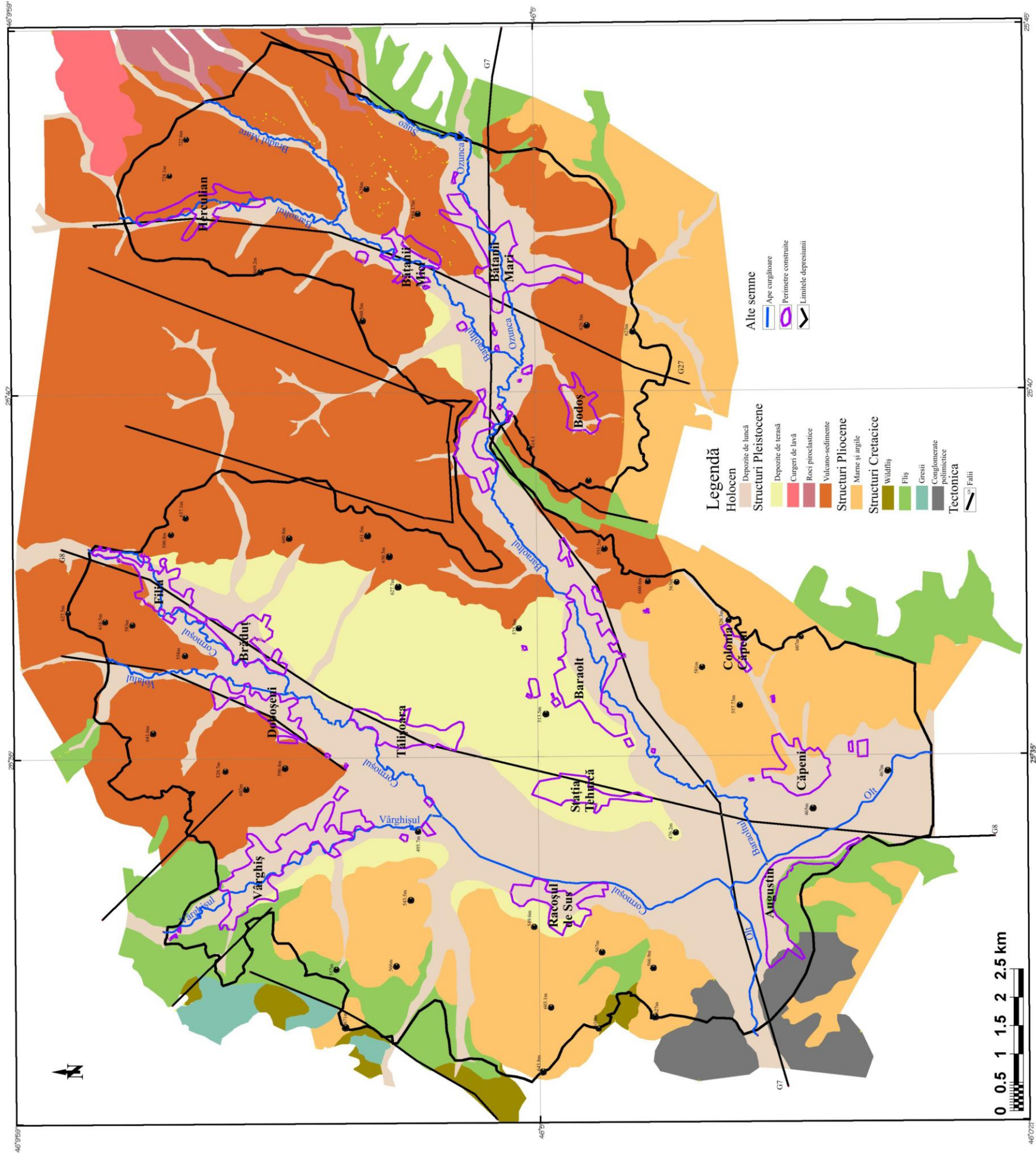
Mediul de sedimentare al elementelor complexului vulcano-sedimentar superior a fost preponderent subaerian, mai rar subacvatic. O parte a fost resedimentat fluvial pe suprafața a bazinului. Stratul astfel format este neconsolidat, friabil, iar vârsta lui a fost stabilită ca fiind Pleistocen inferioară – Pleistocen medie.

Depozitele superficiale formate în Pleistocenul superior și Holocen prin procese gravitaționale, torențiale, fluviale sunt constituite din pietrișuri, nisipuri, argile. Argila se plasează în acoperișul complexului vulcano-sedimentar superior și se întâlnește mai ales în zonele joase ale depresiunii. Pietrișurile și nisipurile de deasupra au fost împărțite de Liteanu E. și colab. (1962) într-un „complex psefitic” și un „complex psefito – psamitic”.

Complexul psefitic are grosimea cea mai mare în partea nordică, nord-estică și estică a depresiunii, fiind alcătuită din pietrișuri și bolovănișuri, în parte rulate, cuprinzând calcare, andezite, dacite, fragmente de tufuri, gresii.

Complexul psefito – psamitic captește luncile aluvionare ale Cormoșului, Vârghișului, Baraoltului, Oltului. Petrografic cuprinde aceleași elemente ca și cel psefitic, rulate în totalitate, granulația scade până la nisipuri fine și nisipuri prăfoase. În corpul complexului apare și argila în bancuri (harta 4).

În concluzie, peste fundamentul Cretacic, intens tectonizat, al depresiunii, de la sfârșitul Panonianului până în prezent, s-au depus discordant formațiuni molasice cu o grosime de 500-550m – în bazinul vestic – și de 350-400m – în bazinul estic. Succesiunea depozitelor începe cu brezii în care se intercalează complexul vulcano-sedimentar inferior, continuă cu argile, primele trei straturi de lignit, peste care stau marnele cu limnocardium, având intercalații de argile și un strat subțire de lignit, urmează complexul vulcano-sedimentar median, cu corpuri efuzive de mici dimensiuni, apoi marnele cu ostracode cu două strate subțiri de lignit și complexul vulcano-sedimentar superior. La suprafață sunt depozite psefitice, psefito – psamitice și argile. Există diferențieri regionale între bazinul vestic și cel estic al depresiunii, dar și locale în ceea ce privește grosimea depozitelor, existența stratului III de lignit și a complexului vulcano-sedimentar inferior.



Harta nr.4: Depresiunea Baraoltului – Harta geologică

4.3.4. Resurse minerale aferente substratului

Modul în care s-a format și a evoluat Depresiunea Baraoltului și regiunile limitrofe acesteia reprezintă premisa individualizării resurselor substratului. Acestea se pot grupa astfel: resurse legate de caracterul de bazin de sedimentare și resurse legate de apropierea aparatelor eruptive ale Munților Harghitei. În prima grupă se includ resurse energetice – ligniții – și unele roci de construcție – balast și argilă –, iar în cea de a doua resurse metalifere – mineralizații de siderit și limonit, la care se adaugă apele minerale carbogazoase.

În evaluarea coloanei litografice sintetice a depozitelor de umplutură a Depresiunii Baraoltului s-a amintit de depunerea și formarea a șase straturi de cărbune (lignit). Ele s-au format în acele momente evolutive ale acestei arii, când au existat condițiile unei sedimentări în medii mlăștinoase, concomitent cu o scufundare lentă pentru o perioadă suficient de îndelungată pentru acumularea unei cantități mari de materie organică, vegetală.

Asemenea condiții au existat în Pliocenul mediu (Dacian superior – Romanian inferior), imediat după oprirea activității vulcanice a structurii Harghita-Mădăraș și a primelor faze de erupție ale structurii Luci-Lazul, adică după depunerea stratului vulcano-sedimentar inferior. Din această perioadă datează primele trei straturi de lignit. Stratigrafic, ele au fost incluse în așa numitul „orizont productiv” (M. Kusko et. al., 1974 – 1975), care începe de la fundamentul Cretacic și ține până la acoperișul stratului III de cărbune.

Următorul moment prielnic formării cărbunelui a apărut în Romanianul mediu înainte ca lacul, care a acoperit zona Harghitei de Sud și Bazinul Baraolt, să ajungă la întinderea sa maximă, stratul IV de cărbune fiind intercalat în jumătatea inferioară a marelui cu *Limnocardium*.

Încă o perioadă prielnică apare în Romanianul superior după depunerea stratului vulcano-sedimentar mediu, care a umplut aproape în totalitate depresiunea și care, împreună cu mișcările de coborâre care au continuat, au creat pentru un timp relativ scurt condițiile de formare a stratului V de cărbune.

Ultima perioadă propice a existat în Pleistocenul inferior, aproape de sfârșitul perioadei de sedimentare, când suprafața depresiunii este aproape în totalitate uscată, existând doar câteva lacuri și zone mlăștinoase. În aceste zone se formează stratul VI de cărbune care este acoperit de stratul vulcano-sedimentar superior.

Dintre aceste șase straturi de cărbune doar primele trei prezintă interes din punct de vedere economic. Zonele în care aceste trei straturi se află în condițiile geologice cele mai

favorabile exploatării corespund cu cinci câmpuri miniere: Baraolt, Vârghiș, Racoș, Bodoș, Căpeni.

Stratul I de lignit se regăsește în câmpurile miniere Vârghiș, Racoș, Baraolt, și se află la 3 – 65m față de fundamentul Cretacic. Se prezintă sub formă de bancuri, în număr de 1 până la 6, care sunt separate de steril cu grosimi de 5 cm până la 150 cm. Grosimea maximă a cărbunelui ajunge la 14,25 m (I. Petrescu și colab. 1987).

Stratul II de lignit se găsește la o distanță verticală ce variază între 10 și 30m față de stratul I, este format din 2 – 6 bancuri cu grosime redusă (maximum 2m) separate de steril (cu grosime cuprinsă între 0,7m și 2,35m). Acest strat se găsește în câmpurile miniere Baraolt, Căpeni.

Stratul III de lignit se regăsește în toate câmpurile miniere, fiind cel mai intens exploatat. Se află la 5 până la 30m deasupra stratului II și are, frecvent, 10m grosime, având, în general, caracter omogen, rareori fiind separat de intercalații de steril de cu grosimi de 0,05m – 2,3m. Grosimea maximă a stratului de cărbune atinge 22m.

Câmpul minier cel mai vechi exploatat este Căpeni, unde lucrările miniere subterane au început în anul 1872 și au funcționat până în 1967, cu mici întreruperi. A urmat câmpul minier Vârghiș care s-a deschis în anul 1954 (cariera Vârghiș vest), unde cărbunele s-a extras pe o grosime medie de 18m. Lucrările la această carieră au fost oprite în anul 1974. În anul 1958, tot la Vârghiș vest, se deschide o exploatare subterană, care a funcționat până în 1987. De aici s-a extras lignit pe o grosime medie de 9,5m. În anul 1968 s-a deschis exploatarea de la Vârghiș sud, ce a funcționat până în 1974 și de unde lignitul s-a extras pe o grosime medie de 12m.

Din anul 1968 se trece la exploatarea câmpurilor miniere Racoș și Baraolt. Astfel începe extracția la cariera Racoș golf, de unde s-a extras lignitul pe o grosime medie de 3 – 5 m. Aici lucrările s-au oprit în anul 1985. În anul 1969 încep lucrările la mina Baraolt est, de unde s-a extras cărbunele pe o grosime medie cuprinsă între 10 – 11 m. Apoi, în anul 1977, s-a deschis mina Racoș, puț cu expoatare pe o grosime medie între 5 – 7 m. În anul 1985 începe exploatarea câmpului minier Bodoș, unde stratul III este de cea mai slabă calitate, fiind în 2 – 3 bancuri de 0,3 – 3,22 m cu intercalații de steril de 0,4 – 7,65 m.

Spre sfârșitul anilor '80 ai secolului trecut se revine la câmpul minier Baraolt prin deschiderea (în 1987) minei Baraolt sud, de unde s-a extras lignit atât din stratul I cât și din stratul III. În 1996 s-a deschis ultima expoatare în carieră – Racoș sud, din câmpul minier Racoș, singura care mai funcționează și în prezent.

În majoritatea exploatărilor s-a extras cărbune din stratul III, numai la Baraolt sud și Racoș sud s-a exploatat și stratul I.

Tabel nr.2: Caracteristicile fizico – chimice ale cărbunilor din Depresiunea Baraolt:

Câmpul minier	Umiditate (%)		Cenușa (cărbune natural, %)	Materii volatile(%)	Sulf total (%)	H (%)	Putere calorifică(kcal/kg)	
	Higroscopică	Totală					Superioară	Inferioară
Date raportate la proba inițială								
Căpeni	10,9	36	13,12	41 - 43	1,4	1,7	3076	2786
Vârghiș	12,8	51	10,62	38 - 40	1,8	1,8	2636	2233
Racoș	10,6	50	11,25	38 - 40	1,8	1,8	2647	2250
Baraolt	9,51	41	14,18	40 - 42	2,2	1,6	2781	2449
Bodoș	12,4	43	25	40 - 42	2,6	1,9	2196	1836
Date raportate la materia combustibilă								
Căpeni					2,7	5,6	6045	5748
Vârghiș					4,6	5,6	6868	6571
Racoș					4,6	5,6	6830	6533
Baraolt					4,9	5,6	6205	5908
Bodoș					6,8	5,6	6862	6565

După I. Petrescu și colab. (1987)

În prezent toate exploatările subterane și în carieră sunt oprite, funcționând doar cariera Racoș sud. Carierele mai vechi, cum sunt cele de la Vârghiș și Racoșul de Sus, au fost lăsate să evolueze natural după sistarea exploatării, iar cariera de la Bodoș a fost închisă și ecologizată cu fonduri de la Banca Mondială, recepția lucrărilor fiind făcută în toamna anului 2009. La exploatările subterane, lucrări de închidere și ecologizare, atât în subteran cât și la suprafață, s-au realizat în totalitate la Vârghiș și Racoș puț. La câmpul minier Baraolt s-au efectuat lucrări de închidere doar în subteran, cele de suprafață fiind amânate, fapt care are consecințe ambientale și peisagistice (aspectul va fi detaliat în subcapitolul aferent morfologiei antropice).

Din categoria resurselor de subsol dependente de caracterul de bazin de sedimentare fac parte balastul și argila. Balastul, ca resursă, are o importanță redusă, fiind folosit doar pe plan local, exploatările făcându-se din albiile pâraurilor Vârghiș, Cormoș și Baraolt. În aceste deschideri naturale în complexul psefitic și psefito-psamitic nu au funcționat balastiere de tip industrial. În carierele de lignit de la Vârghiș, Racoș golf și Racoș sud exploatarea pietrișului și nisipului a constituit o activitate secundară, un mod de valorificare a unei părți a sterilului rezultat din decopertări.

În anul 2005 firma italiană Garboli Conicos SpA a deschis o balastieră în lunca pârâului Vârghiș de unde a extras pietriș pentru reabilitarea DJ131, ce leagă Feliceni de Măieruș, balastieră care în momentul de față este abandonată.

Argila este situată în condiții exploatabile, aproape de suprafață și se găsește în bancuri de până la 6m grosime în cadrul complexului psefito – psamitic mai ales în zonele de luncă. O apariție consistentă de argilă, care se exploatează și în prezent, este situată în sudul bazinului estic al depresiunii la marginea sudică a comunei Bățanii Mari. Aceste argile prezintă o importanță mai mare decât balastul, întrucât reprezintă materia primă pentru confecționarea ceramicii tradiționale locale (olărit), precum și pentru mica industrie locală a materialelor de construcție – cărămidă și țiglă. Izvoarele istorice amintesc despre prelucrarea industrială a argilei încă din secolele XVIII – XIX. Bățanii Mari sunt menționați ca un important centru de fabricare a țiglei tradiționale secuiești în lucrarea lui Orbán B. (1862), *Székelyföld leírása* (Descrierea Țării Secuilor, pag.219).

Excavațiile, din care s-a extras și se extrage argila, sunt lăsate să evolueze în continuare natural, creându-se astfel premisele dezvoltării unor fenomene geomorfologice gravitaționale.

Pe parcursul evoluției paleogeografice, la limita nordică a Depresiunii Baraoltului – Doboșeni, Filia, Herculian, precum și în zona Baraolt Nord, au existat condiții favorabile pentru formarea unor mineralizații de siderit și limonit. În perioada de formare a depresiunii, la marginea depozitelor vulcano-sedimentare au existat mici bazine alcătuite din depozite terigene sau epiclastite afectate de manifestări postvulcanice. Fierul putea fi furnizat fie de substratul metamorfic, fie prin alterarea vulcanitelor; căldura emanată din bazinele magmatice a dus la eliberare de CO₂ din rocile carbonatice (manifestări postvulcanice), iar apa a provenit din infiltrații. În asemenea condiții, la limita dintre vulcanoclastite și epiclastite, la marginea unor bazine acvatice, se formează mineralizațiile sideritice. Din alterarea lor, precum și prin precipitare în jurul izvoarelor de ape minerale feruginoase, s-au format depunerile de limonit.

În zona localităților mai sus amintite se găsesc asemenea mineralizații, exploatate încă la începuturile industrializării (sec. XVIII – XIX). Exploatare sistematică au funcționat în afara ariei studiate; concrețiunile de limonit ce ieșeau la iveală în timpul muncilor agricole erau valorificate în furnale mici care au funcționat la Doboșeni, Filia și Herculian. Toate furnalele mici au fost abandonate în anii '50 ai secolului trecut.

Tot în cea de-a doua categorie, a resurselor naturale legate de apropierea aparatelor eruptive ale Harghitei de Sud, se includ și apele minerale carbogazoase. Pe teritoriul întregului lanț al Carpaților Orientali se cunosc circa 1500 de izvoare de ape minerale; dintre acestea, circa 1/3 (adică 520 – 540) se leagă din punct de vedere genetic de arealul Harghitei de Sud. În

regiunea etnoculturală a „Ținutului Pădurilor” se pot afla peste 80 de izvoare, iar în interiorul Depresiunii Baraoltului (delimitată în accepția noastră) sunt identificate 44 de izvoare de ape minerale carbogazoase (harta 21). Ele reprezintă manifestări postvulcanice active, semnalând un stadiu final al activității vulcanice. Gazele postvulcanice circulă prin fracturile crustale și regionale iar prin zonele de intersecție ele se dirijează spre suprafață și, ulterior, prin interferența lor cu stratele acvifere din structurile geologice, generează ape minerale carbogazoase. Hidrochimismul apelor minerale este determinat de natura petrografică a structurilor geologice pe care le străbat și în care se cantonează.

Cele 44 de izvoare identificate pot fi clasificate după mai multe criterii: *după sistemul de falii de-a lungul cărora emerg, natura geologică a straturilor în care se cantonează, cantitatea totală de săruri minerale dizolvate (TDS), compoziția hidrochimică, temperatura apei, modul în care apar la suprafață ș.a.*

De-a lungul sistemului fractural al Cormoșului, în bazinul vestic al depresiunii, am identificat 13 izvoare înșirate pe direcția sud – nord de la Tălișoara până la Filia. În bazinul estic, de-a lungul sistemului de rupturi paralele cu sistemul Cormoșului, am identificat 15 izvoare, de la Bățanii Mici până la Herculan; de-a lungul fracturii crustale vest – est există 14 izvoare, pe direcția Baraolt, Biborțeni, Bățanii Mari, pârâul Sugo și 2 izvoare pe direcția faliei de orientare NV-SE, de-a lungul căreia pârâul Vârghiș iese din Munții Perșani. Dintre izvoarele menționate, un număr de 9 trebuie excluse de la măsurători și analize datorită condițiilor locale care le fac irelevante ca debit sau îngreunează accesul la ele.

Celelalte 35 de izvoare prezintă o cantitate totală de săruri minerale dizolvate (TDS) ce variază între 213mg/l și 1790mg/l și pot fi diferențiate astfel: cele cu TDS mai mare de 1000mg/l – în număr de 12, cu TDS între 500 și 1000mg/l – în număr de 16, și cele cu TDS mai mic de 500mg/l – în număr de 7. În ceea ce privește caracteristicile hidrochimice ele se încadrează în categoria apelor minerale feruginoase carbonatice cu conținut ridicat de calciu și magneziu.

După temperatură, apele sunt hipotermale și mezotermale, având valori cuprinse între 6,2°C și 21,5°C. Sunt 4 izvoare cu temperaturi sub 10°C, 29 de izvoare au temperaturi de până la 17°C și 3 au temperaturi de peste 17°C (până la 21,5°C).

Apele minerale ajung la suprafață în două moduri: natural, și antropic. Ivirile naturale sunt cele mai multe, în număr de 20 și majoritatea sunt amenajate prin cuprinderea lor în tuburi de lemn (un fel de ciubere fără fund) sau de beton. Când ne referim la cele antropice avem în vedere izvoarele care apar la zi prin foraje geologice, hidrogeologice sau executate pentru

folosința industrială a apelor minerale, în număr de 15. Așa sunt cele trei foraje de la Biborțeni F7, F8, și F9 care alimentează fabrica de îmbuteliere din localitate (tabel 3.). Între izvoarele antropice se numără și cele apărute în ultimii ani prin intermediul forajelor hidrogeologice efectuate în contextul activităților miniere. După încetarea exploatărilor miniere și oprirea pompării apelor de mină, nivelele hidrostatice s-au refăcut, iar prin unele foraje de acest gen au apărut izvoare „noi”, în număr de 6 – la Vârghiș, Racoșul de Sus, Baraolt precum și în apropiere de Biborțeni.

Tabel nr.3. Indicatorii fizico – chimici ai apelor minerale din cele trei foraje.

Forajul	Debit l/s	T °C	pH	TDS mg/l	CO ₂ mg/l	Cl ⁻ mg/l	SO ₄ ²⁻ mg/l	HCO ₃ ⁻ mg/l	Na ⁺ mg/l	K ⁺ mg/l	Ca ²⁺ mg/l	Mg ²⁺ mg/l	SiO ₂ mg/l	Fe ²⁺³⁺ mg/l	NH ₄ ⁺ mg/l	Duritate totală grd germ
F7	1,5	14,5	6,06	1112	1650	101,7	8,02	1830	206	36,17	298,3	106,5	118,7	5,078	5,24	66,22
F8	1,5	14,5	6,18	972	1672	108,1	64,4	1464	170	35,33	209,1	107,5	101,5	5,941	3,55	47,96
F9	2,5	13,7	6,21	1220	1452	104	22,22	1708	227,5	37,19	249,2	90,98	115,5	4,582	6,51	55,78

După rapoartele de încercare ale laboratorului Societății Naționale a Apelor Minerale

În concluzie, cele mai reprezentative resurse minerale ale Depresiunii Baraoltului ce au avut un rol major în viața economică locală atât în trecut cât și în prezent sunt cărbunii, argila și apele minerale. În același timp valorificarea acestor resurse a generat perturbări ale geocomplexelor locale ce evoluții diverse și spectaculoase (acestea vor fi analizate ulterior).

4.4. Reflectarea caracteristicilor geologice în peisajul geografic

Suportul geologic, după cum sugerează și numele, susține celelalte elemente ale peisajului geografic dar, desigur, rolul său nu se rezumă doar la atât. Evaluarea elementelor substratului ne oferă posibilitatea și posibilitatea de a face corelații între elementele complexului teritorial pentru a putea surprinde, cum se reflectă acestea în calitate de componenți și factori ai structurii, funcționalității și fizionomiei peisagistice.

Structura de horst, aliniată pe direcția N – S, corespunde sub aspect morfologic cu un aliniament deluros, dat de vârful Dealului (892,7m), vârful Tirco (662,5m) și vârful Cetății (614,1m). Ea produce o strangulare a depresiunii în dreptul localității Biborțeni și materializează fâșia de separație între două părți ale depresiunii: partea de vest și partea de est (fig.4; foto 1). Cele două părți sunt două grabene principale, concretizate în relief prin două bazine: un bazin vestic și un bazin estic. Poziționarea profilelor efectuate este marcată pe harta 5.

Bazinul vestic este expresia la suprafață a grabenului Cormoșului. Bazinul este alungit pe direcția N – S și are o deschidere mai mare în sud, în zona de confluență a pârâului Baraolt și

Cormoș cu Oltul, cu o îngustare treptată spre nord și închidere în zona Filia. Sub aspect structural grabenul Cormoșului se continuă spre nord, pe sub vulcanitele Harghitei de Sud iar aspectul depresionar se preschimbă treptat într-unul montan. Altitudinile scad de la cca 600 m, în nord, până la 463 m, în sud, valoare ce reprezintă cota minimă din întreaga depresiune.

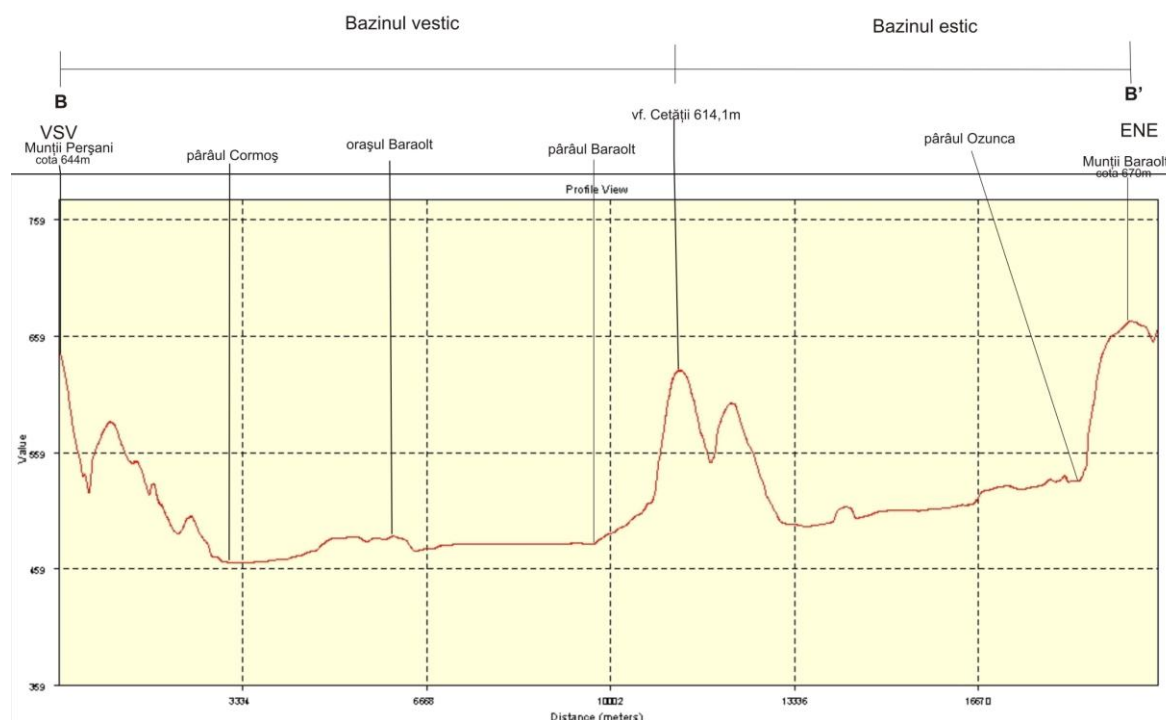


Fig. nr. 4. Profil transversal al Depresiunii Baraolt



Foto nr. 1: Partea sudică a horstului interbazinal.

Înclinarea dată de dispunerea altitudinilor este inversă comparativ cu cea a grabenului, dată de suprafața paleoreliefului Cretacic, a cărei afundare maximă este în zona nordică a bazinului, în zona Doboșeni, și se situează la 50 – 100 m față de nivelul actual al Mării Negre (László A., 1999).

Aspectul de bazin alungit pe direcția N – S este perturbat, pe flancul vestic, de două golfuri, golful Vârghiș și golful Racoșul de Sus, corespunzătoare unor grabene secundare formate de-a lungul sistemului de rupturi NV – SE, datorită cărora depresiunea se lărgeste în această zonă.

Înălțimile cele mai mari ale depresiunii în zona Vârghiș sunt cuprinse între 550 – 570m, iar în zona Racoșul de Sus între 530 – 550m, și scad spre sud – est și est, până la nivelul luncii Cormoșului, situată, în acest sector între 480 și 470m.

La o evaluare mai atentă a hărții pantelor, se poate surprinde asimetria dintre flancul vestic și flancul estic al bazinului (fig. 5; foto 2) Nu este vorba despre vreo condiționare impusă de o structură monoclinală ci despre o diferențiere ce are la origine existența structurii faliat.

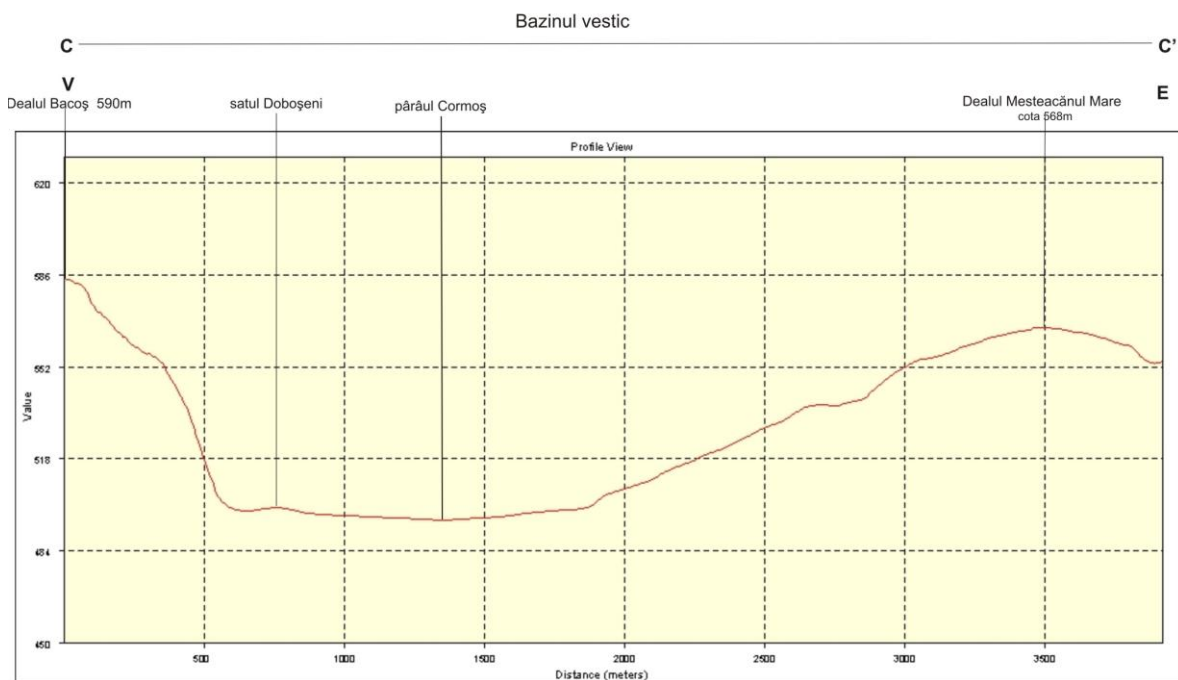


Fig. 5: Profil (V – E) al bazinului vestic (zona localității Doboșeni)



Foto nr.2: Imaginea profilului C – C'.

Pe flancul vestic faliile marginale, care sunt paralele cu sistemul fractural al Cormoșului, impun o discordanță între depresiune și structurile cristalino-mezozoice ale Perșanilor. Fundamentul cretacic, care se ridică brusc de-a lungul acestor falii, condiționează un unghi de pantă mai mare la nivelul glacisurilor din vest.

În partea de sud a bazinului sistemul de falii crustale cu dispunere V – E impune (în zona Coloniei Căpeni) un prag, o treaptă mai ridicată în relief, cu înălțimi de 550 – 560m, ceea ce reprezintă o diferență de nivel de 80 – 90m față de nivelul fundului bazinului vestic. Pe

profilul transversal trasat pe direcția N – S (fig. 6, foto .3) se poate observa, pe de o parte, acest salt impus de falie, iar pe de altă parte și asimetria versanților. Dacă suprapunem harta aliniamentelor tectonice din zona Baraolt și sud-vestul Harghitei de Sud, întocmită de László A., (1999), cu harta topografică, se poate sesiza că zona cea mai joasă a bazinului (463 m) și, în același timp, și a depresiunii, se află în zona de intersecție între sistemul fractural al Cornoșului

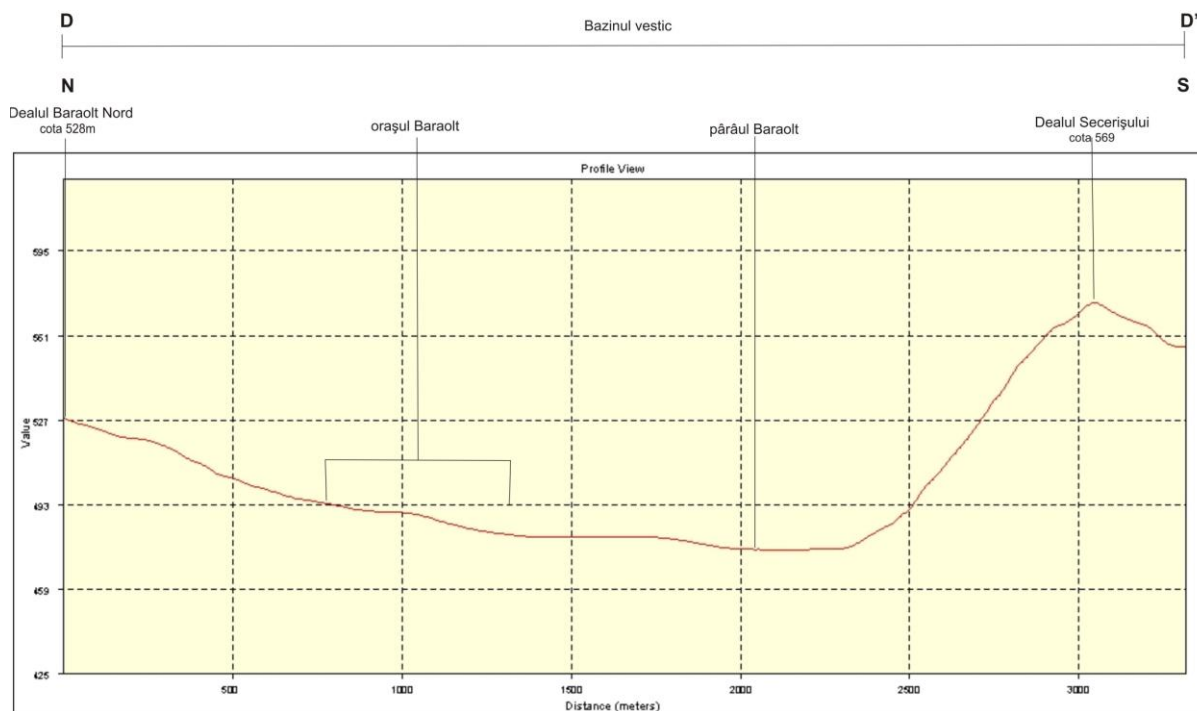


Fig. nr.6: Profil (N – S) al bazinului vestic între Dealul Baraolt Nord și Dealul Secerișului.



Foto nr.3: Imaginea profilului D – D'.

și sistemul de falii crustale cu dispunere V – E. Această zonă este, nu întâmplător, o arie de confluente în care Cornoșul și Baraoltul se varsă în Olt.

Dacă suprapunem harta aliniamentelor tectonice din zona Baraolt și sud-vestul Harghitei de Sud, întocmită de László A., (1999), cu harta topografică, se poate sesiza că zona cea mai joasă a bazinului (463 m) și, în același timp, și a depresiunii, se află în zona de intersecție între sistemul fractural al Cornoșului și sistemul de falii crustale cu dispunere V – E. Această zonă este, nu întâmplător, o arie de confluente în care Cornoșul și Baraoltul se varsă în Olt.

La est de horstul vârful Dealului, vârful Tirco și vârful Cetății s-a format replica paralelă a sistemului fractural al Cornoșului, care a condiționat individualizarea bazinului estic al

Depresiunii Baraoltului, în speță zona cuprinsă între Bățanii Mari și Herculian. Însăși împărțirea, divizarea depresiunii prin aceste două bazine, este o expresie, o condiționare a tectonicii impusă reliefului.

Aspectul general al bazinului se aseamănă cu cel al bazinului vestic, în sensul formeii alungite pe direcția N – S, cu îngustare și închidere în nord la Herculian și o deschidere în sud. Aproximarea dintre horstul amintit anterior și structurile elevate ale flișului Munților Baraolt, respectiv structurile vulcanice ale Harghitei de Sud, face ca acest bazin să aibă o extindere mai mică, decât cel din vest.

Examinând profilele transversale ale bazinului estic, executate atât pe direcția V – E (fig. 7) cât și pe direcția N – S (fig. 8), sesizăm valorile de panta mai mari ale versanților estici și sudici.

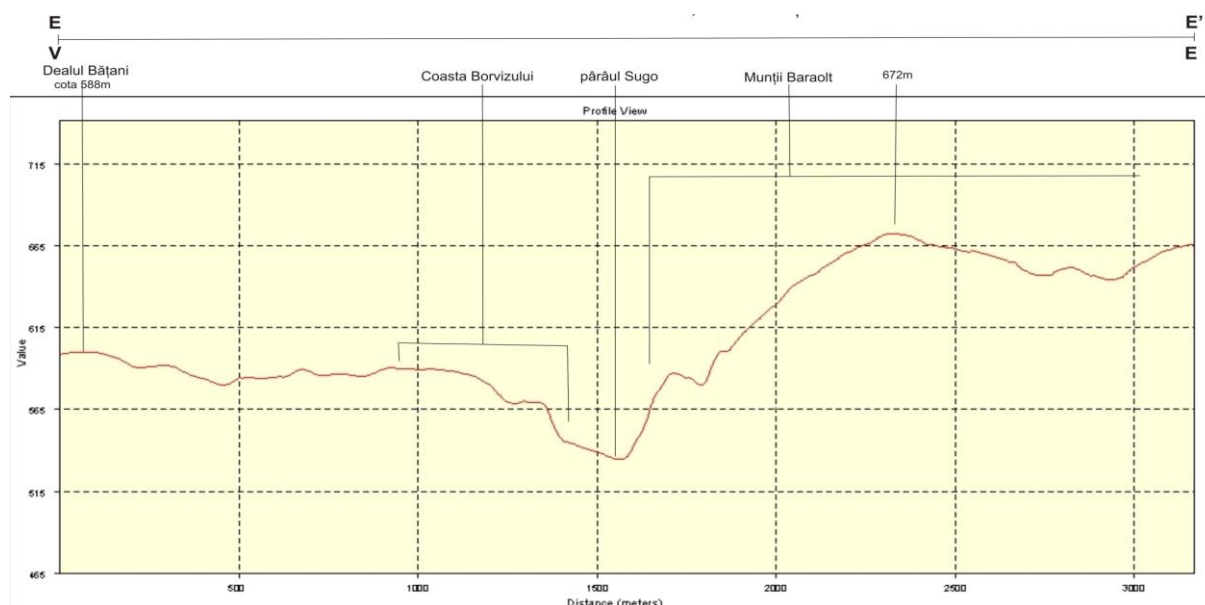


Fig. nr.7: Profil (V – E) al bazinului estic (zona Bățanii Mari).

Ca și în cazul bazinului vestic, acest fapt este condiționat, în est, de faliile de margine de bazin direcționate N – S, de-a lungul cărora emerg structurile Cretacice ale Munților Baraolt. În partea nordică a bazinului discordanța marginală estică nu iese în evidență, fiind îngropată de stratul vulcanogen-sedimentar superior. În sud această discontinuitate, exprimată de panta mai mare a reliefului, este impusă de sistemul de falii crustale V – E.

Afundarea maximă a bazinului din apropiere de Bățani, din fața horstului median, situată, ca și în cazul bazinului vestic la intersecția celor două sisteme de falii (cel cu dispunere N – S și cel cu dispunere V - E), condiționează, și în acest caz, apariția unui areal de confluențe.

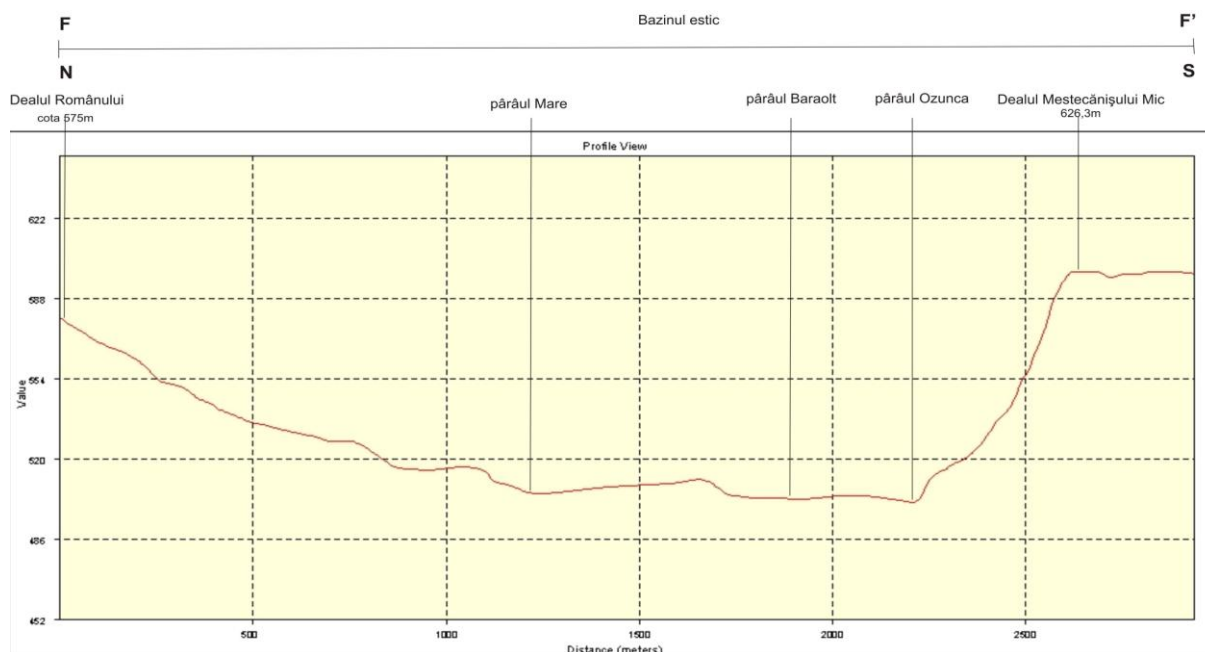


Fig. nr.8: Profil (N – S) al bazinului estic (zona Bodoș – Bățanii Mici).

Către această zonă converg Baraoltul, Ozunca, pâraul Bățani, Bodoșul și Pârâul Mare, înainte să treacă prin strangularea condiționată de horstul median.

Liniile directe ale scurgerii sunt, de asemenea, condiționate de existența și dispunerea faliilor principale. În bazinul vestic, de-a lungul sistemului fractural al Cormoșului curg Cormoșul, Volalul și, până la un anumit punct, Oltul. De-a lungul faliilor de orientare NV – SE curg Vârghișul și Rica, iar de-a lungul faliei crustale cu orientare V – E curg Baraoltul și Oltul.

În bazinul estic, de-a lungul faliilor cu dispunere N – S, curg Bradul Mare, Baraoltul și pâraul Bățani, iar de-a lungul rupturilor orientate V – E, curg Ozunca și Baraoltul. Se poate observa existența unor ape curgătoare care, după ce curg în lungul unei anumite rupturi, când ajung în apropierea alteia se „mulează” pe acesta din urmă. Această tendință este evidentă în cazul Oltului și Baraoltului.

În nordul și nord-estul bazinului estic se impun în relief structurile petrografice ale stratului vulcano-sedimentar superior. Având ca elemente petrografice reprezentative andezitele piroxenice și dacitice, acestea, prin duritatea lor, condiționează un aspect asemănător platourilor vulcanice. Interfluviile, culmile, orientate N – S și NNE – SSV, au înclinare slabă și prezintă mici bombări, cu altitudini ce coboară de la 670 – 700m în nord la 560 – 580m în sud. (fig. 9, 10, 11.) În această categorie se încadrează Dealul Pietros – Dealul Botul Dungilor, Dealul Mare și Dealul Ulmului.

În decursul evoluției paleogeografice a depresiunii, în etapa formării stivei de molasă, au existat perioade când se întruneau condiții prielnice pentru formarea cărbunilor.

Ligniții, ca elementele petrografice, prin statutul lor de resurse de subsol, au condiționat, prin exploatare, dezvoltarea și evoluția unor forme de relief antropic. Exploatarea de lignit efectuată în carieră în câmpurile miniere Vârghiș și Racoșul de Sus începute în 1954, au condus

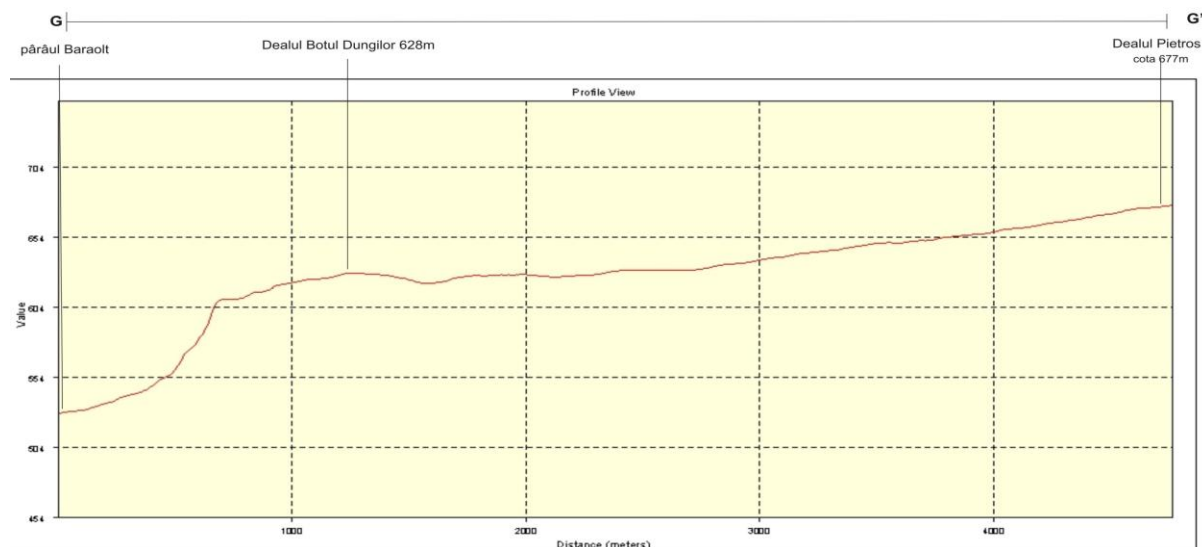


Fig. nr. 9: Profil longitudinal al culmii Dealul Pietros – Dealul Botul Dungilor.

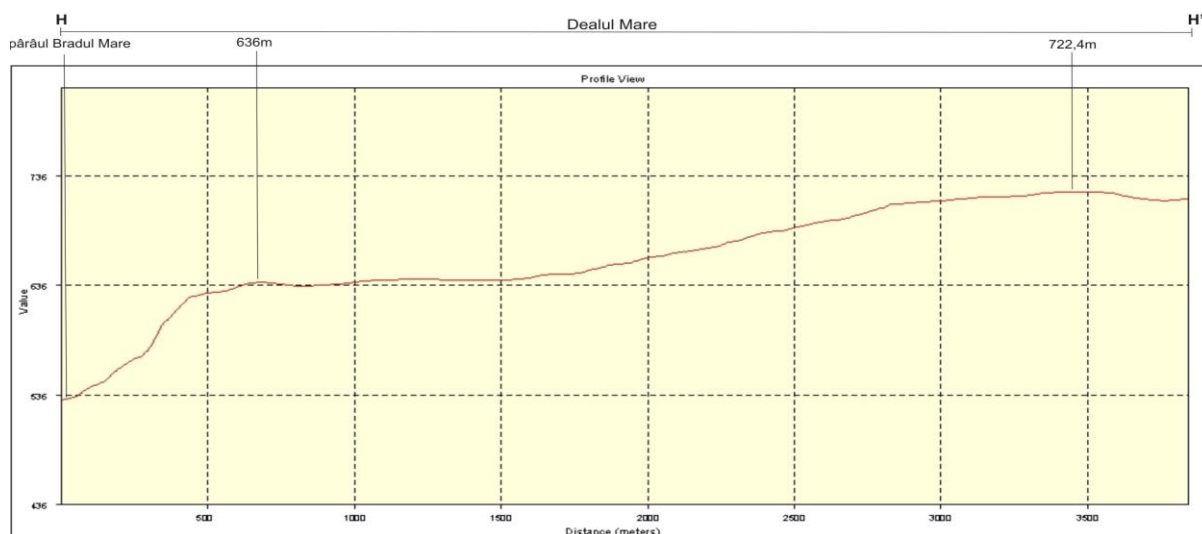


Fig. nr. 10: Profil longitudinal al culmii Dealul Mare.

la excavații sub formă de microbazinete, cu adâncimi de chiar până la 70 m față de suprafața topografică, șanțuri de evacuare a apelor subterane, albii artificiale pentru devierea cursurilor de apă, movile ce ajung la înălțimi de 10 -15 m și lungimi de 1-3 km (rezultate prin depozitarea sterilului rezultat în urma decopertării cărbunelui), silozuri de încărcare ș.a. Procesul prin care se ajunge la totalitatea formelor rezultate din modificarea morfologiei preexistente, a căpătat o denumire plastică: „parazitare antropică” (Anghel, T. și Surdeanu V., 2007) ce poate fi asimilată și pentru acest areal.

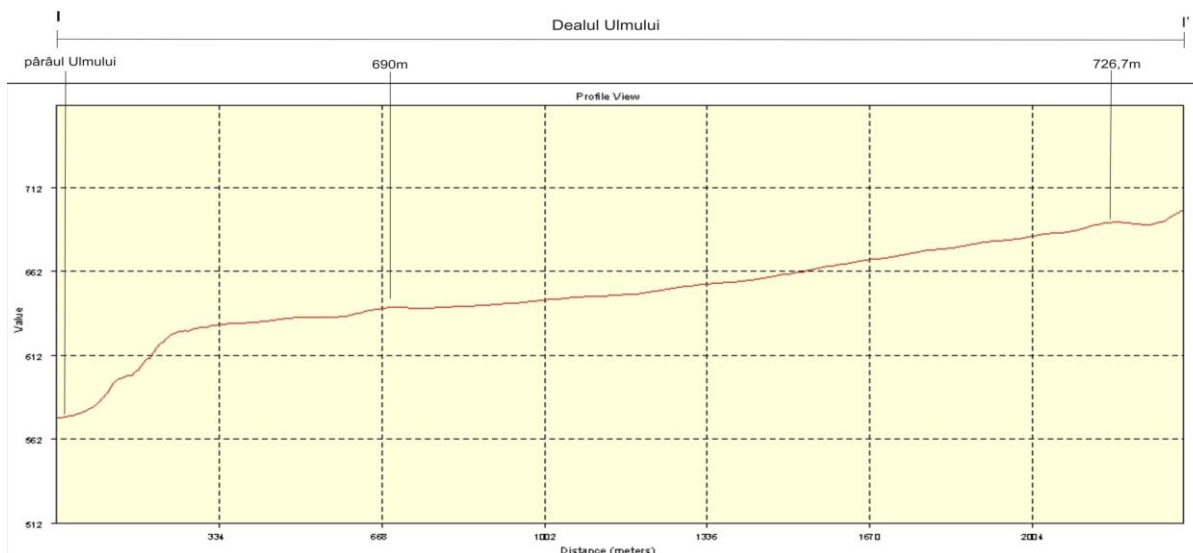


Fig. nr. 11: Profil longitudinal al culmii Dealu Ulmului

În carierele în care nu se mai desfășoară activități de extracție a cărbunelui – Vârghiș, Racoș golf – procesele gravitaționale, pluvio-denudaționale și torențiale, active și în prezent pe halde și pe suprafețele supuse exploatării, dislocă și modelează materialul excavat. Imediat, după sistarea evacuării apelor freatice, nivelele hidrostatice s-au reasezat și s-au format lacuri a căror suprafață, adâncime, formă și număr se modifică continuu până la instalarea stării de echilibru.

În cariera Racoș Sud, încă în funcțiune, procesul de transformare antropică radicală a peisajului natural a început în 1997. Lucrările de decopertare se execută în prezent fără a se crea noi halde, întrucât sterilul este reasezat în perimetrele din care lignitul a fost deja exploatat. În vederea menținerii în funcțiune a carierei se întreprind în continuare lucrări de stopare a efectelor proceselor gravitaționale, pluvio-denudaționale și torențiale. Cu toate acestea, haldele sunt afectate de procesele amintite anterior.

Suprafața totală ocupată de procesele de parazitare antropică se ridică la 140 ha din care arealele excavate ocupă o suprafață de 31,1 ha fiind situate la o adâncime relativă de 86 m (în aprilie, 2012) față de suprafața topografică inițială.

Haldele de luncă se întind de-a lungul Oltului pe o distanță totală de 2,8km, și se compun din două depozite: unul cu orientare spre defileu, pe lungime de 1,9km și o lățime variind între 50 și 170m iar celălalt, situat la est de cuvetă, mai recent, relativ compact, este dispus pe un aliniament de cca. 900m.

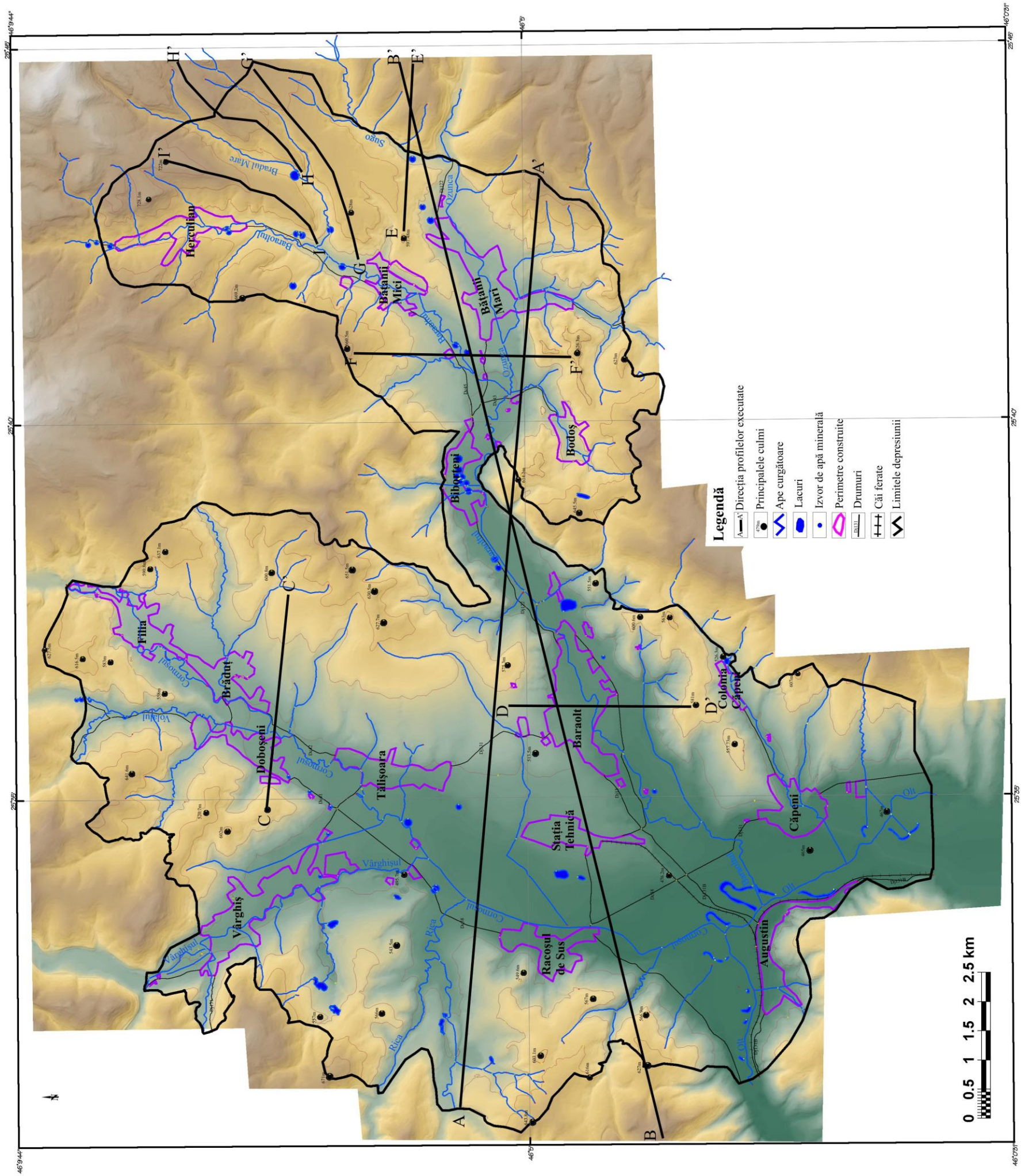
În afara acestor două categorii de forme de relief (cuvetele și haldele) s-au executat și alte intervenții ce au modificat peisajul geografic, precum: strămutarea albiei minore a Cormoșului într-un canal în lungime de 1,1 km, săparea unor canale de evacuare a apelor rezultate din întreținerea freaticului, care înconjoară cuveta pe o lungime totală de 2,8 km ș.a.

Din analiza profilului geologic și a modelului evolutiv al depresiunii (László A. 1999) se poate constata faptul că singurul areal din bazinul estic în care este prezent stratul III de lignit este cuveta Bodoș. Formarea acesteia a fost condiționată de declanșarea mai timpurie a mișcărilor de coborâre a cuvetei decât a restului bazinului estic, astfel încât aceasta a devenit singura zonă a acestui bazin unde se află respectivul orizont. Cu toate că lignitul din câmpul minier Bodoș este de cea mai slabă calitate din întregul areal minier, în anul 1985 s-a trecut la exploatarea lui, atât în subteran cât și în carieră. În cadrul lucrărilor de închidere a exploatării subterane s-au executat rambleeri până la 50m adâncime. În peisaj au rămas elementele antropice construcții părăsite, drumuri de acces. La închiderea și ecologizarea carierei Bodoș s-au executat toate lucrările necesare: haldele au fost remodelate, excavațiile acoperite și tasate, a fost nivelată și tasată întreaga suprafață a fostei cariere, dându-i-se formă de bazinet în care este cantonat un lac de agrement cu suprafața de 0,84ha, situat în zona cea mai joasă. Întregul bazinet a fost însămânțat cu trifoi. Recepția lucrărilor s-a făcut în luna noiembrie 2009, dar iarna grea și vara mai ploioasă a anului 2010 au făcut ca pe suprafața versanților acestui bazinet artificial să apară deja procese de pluvidenudare, ravenație și alunecări de teren. Cu toate eforturile de restabilire și menținere a echilibrului versanților și a haldelor, se pare că tendința de degradare este inexorabilă, la fel ca și în cazul celorlalte cariere din depresiune, în care nu s-au executat nici un fel de lucrări.

Exploatarea subterane din câmpurile miniere sunt închise și ecologizate. Intrările la planurile înclinate sau în puțuri au fost reamblate și sunt sigilate cu plăci de beton, clădirile de deservire au fost demolate, iar terenul însămânțat cu trifoi. În cazul câmpului minier Căpeni, închis în 1967, nu s-au executat nici un fel de lucrări de închidere, nici în subteran și nici la suprafață. Elementul natural care s-a impus în peisaj în urma exploatărilor de aici este un lac de 1,38ha, format în locul surpării unei galerii.

În 2002 la câmpul minier Baraolt s-au executat doar lucrări de închidere în subteran și cele de legătură cu suprafața. Având în vedere faptul că lucrările de reamblare s-au executat până la 50m adâncime, terenul de deasupra galeriilor aflate la adâncimi mai mari, de unde s-a extras cărbune pe grosimi cuprinse între 5 și 10m, a suferit o „lăsare” prin tasare mecanică astfel încât între anii 2006 și 2009 s-a format un lac cu o suprafață de 3,6 ha și cu adâncime de 5 m. Asemenea procesele de tasare mecanică, ce au drept rezultat formarea unor mici bazinete endoreice în care se pot forma lacuri, pot apărea și pe viitor în fiecare câmp minier.

Microbazinetele care iau naștere în urma extracției subterane nu sunt modelate direct, ele rezultă din îndepărtarea în adâncime a unei cantități de zăcămint care depășește posibilitățile rocilor înconjurătoare de a umple golul creat și de a stopa fenomenul de deformare a acestora.



Harta nr.5: Disponerea profilurilor întocmite pentru evidențierea corelațiilor între geologie și relief

În majoritatea cazurilor aceste forme negative iau caracter de bazin endoreic și se pot umple cu apă de proveniență pluvială ori, ca urmare a refacerii naturale a nivelului hidrostatic, mai coborât în timpul exploatării, de origine subterană. O caracteristică a acestor lacuri este faptul că, în faza imediat următoare formării, suprafața și adâncimea lor crește și pot reprezenta un hazard natural indus pe cale antropică.

În cazul activității miniere supraterane formele generate sunt mult mai spectaculoase, fie că este vorba de crearea de proeminente, fie de goluri subtopografice. Se deosebesc de precedentele prin faptul că ele sunt forme modelate direct în urma unor decizii și acțiuni concrete de ajustare a suprafeței terenului.

Cele patru cariere oferă un model de evoluție a acestei categorii de relief antropic. Acesta ar include 3 faze (etape) evolutive: 1) faza de modelare efectivă a reliefului natural preexistent, prin crearea inversiunilor de relief – cariera Racoș sud. 2) faza ce succede abandonării perimetrului minier, în care procesele denudaționale capătă amploare – cariera Vârghiș vest. 3) faza de stabilizare și de reinstalare a echilibrului natural – cariera Racoș golf. Cea de-a patra carieră – cea de la Bodoș – oferă o imagine a succesului în ecologizarea haldelor, dar și a eșecului în privința stabilizării versanților microcuvetei de exploatare.

Există și un alt factor de sorginte geologică – manifestările postvulcanice active – care poate crea microforme de relief spectaculoase, cu evoluție foarte lentă. Apele minerale, căci despre ele este vorba, semnifică un stadiu final al activității vulcanice. Gazele postvulcanice circulă prin fracturile crustale și regionale, prin zonele de intersecție, se dirijează spre suprafață și, prin interferența lor cu stratele acvifere din structurile geologice, generează ape minerale carbogazoase. Hidrochimismul apelor minerale este determinat de natura petrografică a structurilor geologice prin care trec și în care se cantonează.

Luând în considerare natura carbonatică a rocilor Cretacice din fundamentul depresiunii, unele ape minerale conțin cantități însemnate de HCO_3 (între 305 și 2562 mg/l, la toate cele 35 de izvoare la care s-au executat analize), Ca^{2+} (între 250 și 300 mg/l) și Mg^{2+} (între 90 și 110 mg/l). Ajungând la suprafață, ele pierd încet CO_2 liber și dizolvat, ceea ce conduce la precipitarea, depunerea, mineralizarea substanțelor pe care inițial le-au dizolvat din structurile geologice prin care au trecut în drumul lor spre suprateran. Din consolidarea acestor precipitări pot lua naștere forme tronconice de mici dimensiuni în jurul izvoarelor de apă minerală.

În lunca Cormoșului, la 100 m de drumul comunal Dc38 ce leagă Racoșul de Sus de Doboșeni, și la 380 m de pâraul Cormoș, există un trunchi de con de 1,5 m înălțime și circumferință de 42 m. (foto 4.) Această micromobilă prezintă un „minicrater” care are în prezent 2 m adâncime. În acest „crater” a existat până prin anii 60 un izvor de apă minerală,

secat în prezent. Microforma de relief este cunoscută în zonă sub numele de „Piatra găurită” și a fost declarată monument al naturii prin Hotărârea Consiliului Județean Covasna nr. 39/2001.



Foto nr.4: Piatra Găurită.

O formă similară s-a format pe malul albiei minore a pârâului Baraolt, în dreptul stației de pompare a gazelor naturale de la Bățanii Mici, la 100 m de drumul comunal Dc45, la vărsarea apelor minerale din izvorul cunoscut sub numele de „Szonda borvív” sau „Tiki”. De fapt, este un foraj geologic, executat în 1982, prin care a erupt apa minerală. Cantitatea totală de săruri dizolvate variază între 928 și 947 mg/l, iar cea de HCO_3 între 1403 și 1467 mg/l. În cei 30 de ani de funcționare acest izvor și-a clădit un trunchi de con semicircular (fiind lipit de malul albiei minore) de 1,3 m înălțime. (foto 5.) Semicercul de la bază are cca. 3,5 m, iar cel de la vârf de 1,4m.



Foto nr.5: Semi trunchiul de con de la „Szonda borvív”.

În concluzie, componentele substratului geologic ale Depresiunii Baraoltului sunt rezultatul conjugat al înlănțuirii evenimentelor geologice care s-au succedat în această regiune de la formarea Pânzei de Ceahlău, șărierea metamorficului Carpaților Orientali peste fliș, la care se adaugă nenumărate alte transformări tectono-structurale și manifestări vulcanice și până în prezent. Mișcările de-a lungul seriilor de falii, crustale, regionale și locale, care afectează atât fundamentul Cretacic, cât și stiva de molasă Pliocen – Pleistocenă, activitatea vulcanică din Harghita de Sud, care s-au dirijat reciproc, au condiționat definitivarea structurii tectonice de horsturi și grabene. Formarea grabenelor de-a lungul anumitor serii rupturale, împreună cu aceeași activitate vulcanică, a creat condițiile sedimentării specifice, cu formarea stivei de molasă, a cărei grosime maximă atinge 450 – 550m. Activitatea vulcanică intermitentă cu faze de paroxism a dus la intercalarea în depozitele sedimentare a trei nivele de vulcano – sedimente.

Ca o condiționare a înlănțuirii de evenimente specifice de sedimentare, începând din Dacian, s-au format șase strate de lignit din care stratul I și stratul III prezintă interes economic. Existența lignitului, coroborată cu, necesitățile de ordin economic au avut ca rezultată apariția unor forme specifice de relief antropic în peisajul Depresiunii Baraoltului.

Manifestările postvulcanice au condiționat formarea unor mineralizații de fier, în afara limitelor depresiunii, dar care au influențat economia tradițională în secolele precedente.

O altă consecință a manifestării vulcanismului este apariția celor 44 de izvoare de ape minerale carbogazoase, care impun în peisaj micromobile constituite din roci carbonatice precum și au atras după sine și apariția structurilor industriale aferente procesului de captare și îmbuteliere a apelor minerale (la Biborțeni).

Tectonica și structura depresiunii, prin condiționările lor genetice și, mai ales, prin modul în care se reflectă ele în dispunerea și morfologia formelor de relief oferă practic argumente certe pentru divizarea taxonomică a teritoriului depresiunii în bazine, golfuri ale bazinelor și cuvete. Se diferențiază astfel ca subunități în cadrul depresiunii: *Bazinul vestic* (al Cormoșului), *Bazinul estic* (al Bățanilor), *golful Vârghiș*, *golful Racoșul de Sus*, *cuveta Bodoș*.

Tot ca un reflex al condiționării geologice se remarcă, dirijarea scurgerii pe cele două direcții ale principalelor rupturi ale fundamentului – N-S și V-E respectiv formarea celor două areale de confluență, unul în bazinul estic, pe pârâul Baraolt, celălalt în bazinul vestic, pe Olt. Un altul este, apoi, impunerea în relief a discontinuităților de margine de bazin, marcate prin declivități mai accentuate și prezența unei trepte de relief mai înalte în zona horstului intrabazinal (Baraolt Nord 575,3m).

Specificitatea petrografică conferită de prezența stratului vulcano-sedimentar superior, de vârstă Pleistocenă, aflat la zi în partea de nord și nord-est a depresiunii, a condiționat dezvoltarea aici a unor serii paralele de culmi plane, sau ușor bombate, cu înclinare slabă de la nord – est la sud – vest, care prezintă caracteristicile unui platou vulcanic incipient, ușor vălurit, segmentat de văi.

CAPITOLUL 5. – RELIEFUL DEPRESIUNII BARAOLT

5.1. Trăsături definitorii de ordin morfografic și morfometric

În vederea determinării particularităților morfografice și morfometrice ale unității studiate, precum și pentru elaborarea tuturor produselor cartografice ale studiului de față, a fost utilizată platforma G.I.S. MicroImages, TNTproducts 6.9.

Suportul cartografic primar îl constituie hărțile topografice la scara 1:25.000 (în proiecție Stereo70). După georeferențiere, digitizare și vectorizarea limitelor depresiunii s-a trecut la efectuarea calculelor pentru determinări de suprafețe, perimetre, lungimi, lățimi și a altor parametri.

Între limitele stabilite, (la care s-a făcut referire în cap. 1) suprafața pe care se întinde Depresiunea Baraoltului este de $144,3 \text{ km}^2$, iar perimetrul său are o lungime totală de 90,31 km.

Datorită structurii de grabene și horsturi a substratului (la care s-au făcut referiri mai ample în cap. 4), în zona aflată în studiu se identifică două bazine, corespunzătoare unor arii depresionare distincte, separate de un horst median dispus pe aliniamentul vârful Cetății – 614,1 m, vârful Tirco – 662,5 m, vârful Dealului – 892,7 m, cu orientare N – S. Astfel întreaga arie pare a fi strangulată dinspre sud de structura cretacică a vârfului Cetății, iar dinspre nord de structura vulcanică Tirco. Între ele, culoarul îngust al văii pârauului Baraolt leagă cele două bazine depresionare: bazinul depresionar vestic și bazinul depresionar estic.

Bazinul vestic are o suprafață de $107,37 \text{ km}^2$, iar perimetrul său are o lungime de 60,44 km. Forma sa este alungită pe direcția N – S datorită prezenței în subasment a sistemului fractural al Cormoșului (G8); lungimea pe această direcție este de 15,164 km, iar din punctul cel mai sudic ($46^{\circ}01'15'' \text{ lat. N}$, $25^{\circ}34'25'' \text{ long. E}$) până la punctul cel mai nordic ($46^{\circ}09'28'' \text{ lat. N}$, $25^{\circ}37' \text{ long. E}$) de 15,727 km.

Pe direcția V – E s-au determinat mai multe lățimi: prin golful depresionar Vârghiș acest parametru este de 8,813 km iar prin golful depresionar Racoșul de Sus lățimea este de 9,117 km. S-au mai determinat două lățimi pentru a include în măsurători și culoarul care leagă cele două bazine depresionare: de la golful depresionar Racoșul de Sus până la horstul median s-au măsurat 10,75 km, iar de la Defileul Oltului până la același horst, direcția VSV – ENE, s-au măsurat 11,05 km.

Bazinul estic are o suprafață de $36,92 \text{ km}^2$, iar perimetrul său are o lungime de 29,87 km. Forma este de asemenea alungită pe direcția N – S, datorită replicii estice a sistemului fractural al Cormoșului (g27). Lungimea bazinului pe această direcție este de 8,76 km, iar lungimea determinată între punctele extreme, sudic ($46^{\circ}03'42'' \text{ lat. N}$, $25^{\circ}40'27'' \text{ long. E}$) și nordic ($46^{\circ}08'57'' \text{ lat N}$, $25^{\circ}42'44'' \text{ long. E}$), este de 11 km. Pe direcția V – E s-au determinat

mai multe lățimi: în dreptul localității Herculian s-a determinat 3,9 km, în dreptul localității Bățanii Mici, 4,4 km, iar între horstul median și limita estică a bazinului, prin localitatea Bățanii Mari, 4,6 km. În partea de sud a bazinului în măsurători s-a inclus și cuveta Bodoș, unde lățimea este de 5,3 km.

Pentru o imagine și mai clară s-au efectuat determinări ale lățimii strangulării de la Biborțeni. Cea mai mică lățime este de 529 m, iar cea mai mare de 556 m.

Din datele de mai sus reiese că bazinul vestic este cu aproape de trei ori mai mare decât bazinul estic, atât ca întindere și lungime, pe direcția N – S, cât și ca lățime, pe direcția V – E.

Lățimea totală a depresiunii, măsurată după o orientare VSV – ENE, prin strangularea de la Biborțeni, ajunge la 18,9 km. Forma ei este aparte, concretizată prin cele două bazine – vestic și estic – ca doi lobi, legați prin culoarul îngust al văii Baraoltului.

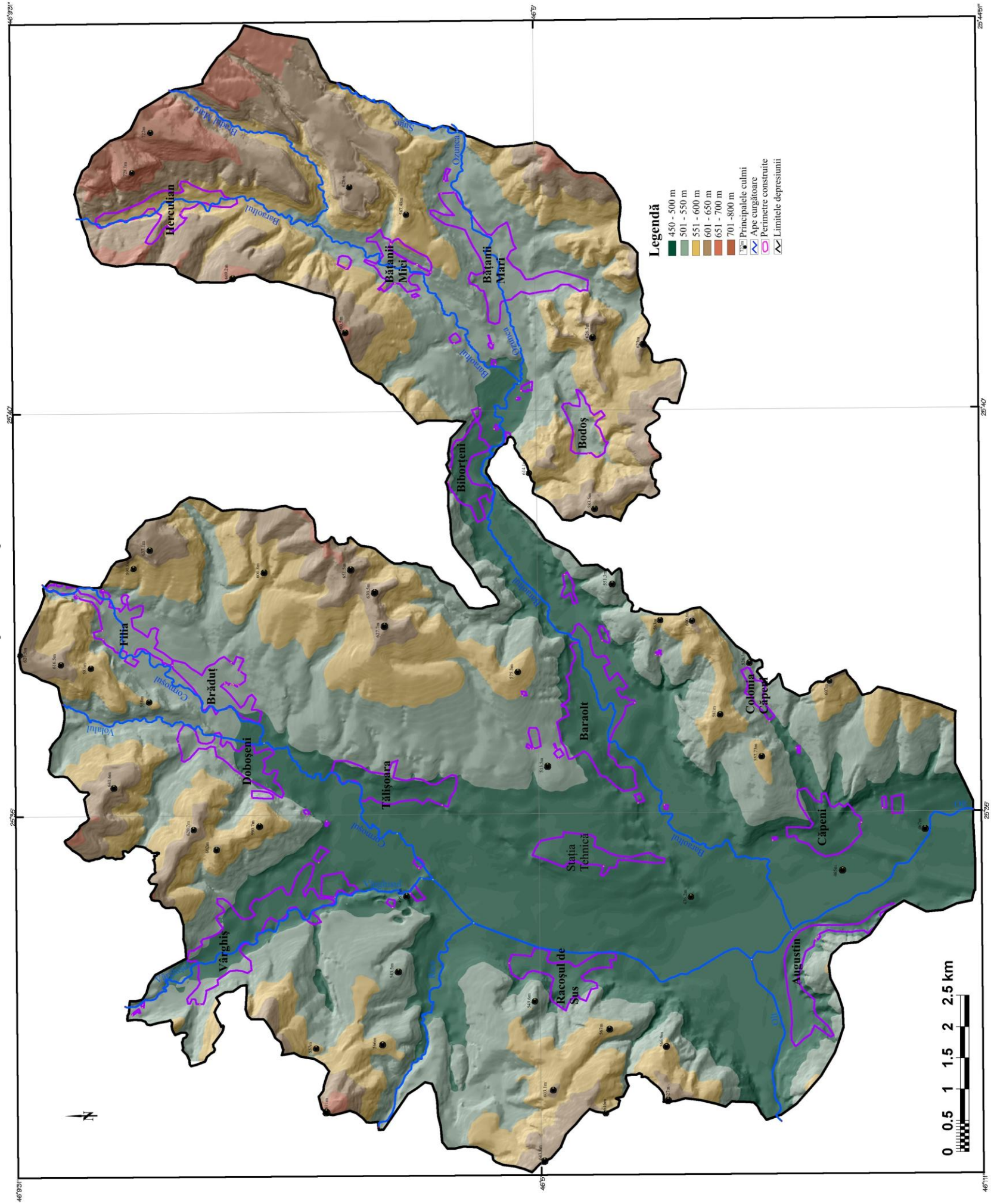
5.1.1 Hipsometria

Folosindu-se avantajele oferite de platforma G.I.S. MicroImages, TNTproducts 6.9. s-a procedat la elaborarea unor materiale grafice, care să permită surprinderea particularităților morfologice și efectuarea unor corelații între diversele sale caracteristici.

Pentru elaborarea hărții hipsometrice s-a folosit limbajul de programare SML (Spatial Manipulation Language), întocmindu-se mai multe variante. A fost aleasă varianta care surprinde cel mai bine treptele morfologice ale depresiunii și anume cea cu 5 trepte: 450 – 500m, 500 – 550m, 550 – 600m, 600 – 700m și 700 – 750m (harta 6).

Treapta morfologică de 450 – 500 m include zonele joase, luncile Oltului, Cormoșului, Vârghișului, Pârâului Ozunca, Pârâului Baraolt și terasele lor – acolo unde acestea există – zonele de confluență, precum și conurile de dejecție ale apelor curgătoare care debușează aici. Ca întindere ocupă 46,4 km² și reprezintă 32,2% din suprafața depresiunii.

A doua treaptă – de 500 – 550 m – este cea a vetrei depresiunii sau al altitudinilor medii. Se dispune în jurul zonelor joase de luncă ca un areal continuu, exceptând două porțiuni. Prima, în lungime de cca. 880m, se află în sudul culoarului de legătură dintre bazinul vestic și cel estic, aici treapta joasă de luncă vine în contact direct cu Vârful Cetății (614,1m) aparținând Munților Baraoltului, mai exact horstului median. Cea de a doua, în lungime de cca. 2040 m, se află în sud vestul depresiunii, unde lunca Oltului vine în contact direct cu structurile Munților Perșani. Această treaptă este reprezentativă pentru întreaga arie, regăsindu-se în bazinul estic, în cel vestic, în golfurile depresionare Vârghiș, Racoșul de Sus, în porțiunile mai joase ale cuvetei Bodoș, și ale zonei Căpeni.



Harta nr.6: Depresiunea Baraoltului – Harta hipsometrică

Altitudinea medie a Depresiunii Baraoltului este de 534,091 m (pentru aflarea ei s-a întocmit un SML) se raportează și ea la această treaptă ce ocupă o suprafață de 48,4 km², ceea ce reprezintă 33,6% din suprafața ariei depresionare.

Treapta de 550 – 600 m corespunde în mare măsură cu glacisurile proluvio-coluviale ce se dispun la baza versanților celor mai înalte unități deluroase ale depresiunii

În partea de vest al bazinului vestic sunt glacisurile de racord spre Munții Perșani, din golful Racoșul de Sus, golful Vârghiș, în nordul său cele din zona localităților Doboșeni, Filia, iar în est cele aparținând flancului vestic al horstului median, respectiv vârfurilor Tirco, Biborțeni Nord – Vest, Dealul Rotund, Vârful Dealului. În sud se remarcă apartenența la această treaptă a înălțimilor compartimentului Căpeni: dealul Căpeni Nord – Est (557,73 m) Dealul Secerișului, Dealul Vârfului – exceptând vârfurile acestora. Tot de această treaptă morfologică aparține, din cadrul sectorului horstului intrabazinal, Dealul Baraolt Nord (575,3 m).

În bazinul estic glacisurile căptușesc, de jur împrejur, întreaga arie depresionară, inclusiv cuveta Bodoș, cu excepția luncilor înalte ale pâraielor Sugo, Ozunca și Bățani.

Luată în ansamblu, întreaga treaptă morfologică a glacisurilor se întinde pe o suprafață de 30,44 km², ceea ce reprezintă 21,1% din aria întregii Depresiuni a Baraoltului.

A patra treaptă morfologică – cea de 600 – 700 m – include, în general, zonele de interfluvii (culmi de margine de bazin).

Aceste constatări sunt valabile pentru bazinul vestic cu arealele de culme ale dealurilor: Bonța (603,1 m), Pădurea Fierului (671m) – din jurul golfului Racoșul de Sus –, flancurile sud-estic și nordic ale dealului Vârghiș vest, Dealul Hotarului (620 m) – din jurul golfului Vârghiș. În partea de nord sunt: Dealul Doboșeni Nord (641,6 m), Dealul Rotund (616,5 m), Dealul Fântâniei (637,1 m), iar în partea de est Dealul Mesteacănul Mare (627,7 m).

În bazinul estic se constată situații diferite. Pe de o parte, se regăsesc, aceleași tipuri de culmi de „margine de bazin” ca în bazinul vestic. Ele se află în vestul bazinului, pe versantul drept al pâraului Baraolt, respectiv Dealul Brun (680 m), Dealul Românului (672,4,5 m). Pe de altă parte, în sud există o serie de culmi elevate de mișcările faliei crustale V – E, la contactul cu Munții Baraolt (Dealurile Cinodului). Cea de a treia situație este a culmilor ce înconjoară cuveta Bodoș: Dealul Scândurii (626,3 m), Dealul Gaura Mică (623 m), Dealul Pădurea Mare (645,5 m), Dealul Câmpul Tăieturii (614,1 m). O situație cu totul aparte apare în nord-estul bazinului unde, ca o condiționare a petrografiei, se dispune acel „platou vulcanic” sub forma unor culmi plane sau ușor bombate cu orientare NNE – SSV, a căror înălțime coboară spre SSV și se

termină printr-un abrupt. Este vorba, în ordine, de la NV spre SE, de Dealul Mare, Dealul Ulmului, Dealul Pietros – Botul Dungilor.

Luată în ansamblu, suprafața acestei trepte morfologice însumează 18,18 km², adică 12,6% din Depresiunea Baraoltului.

Treapta cea mai înaltă este cea cuprinsă între 700 și 750 m. Ea se găsește doar în extremitatea nord-estică a bazinului estic și reprezintă arealele cele mai înalte ale Dealului Pietros (la NE de localitatea Herculan), Dealului Herculan precum și a Dealului Mare. Cuprinde de asemenea și altitudinea maximă a depresiunii care este de 726,985 m calculată tot cu ajutorul SML. Suprafața ocupată este de 0,72 km² și reprezintă 0,5% din aria Depresiunii Baraoltului.

În concluzie, premisele tecto-structurale și litologice pe fondul cărora s-a manifestat modelarea exogenă, au condus, după opinia noastră, la individualizarea a cinci trepte morfologice distincte: *1. treapta zonelor de confluență și a luncilor. 2. treapta vetrei depresionare ce include câmpuri aluviale, poduri de terasă și glacisuri coluvio-proluviale. 3. treapta glacisurilor propriu-zise. 4. treapta suprafețelor (culmilor) marginale și a „platoului vulcanic”. 5. treapta înălțimilor maxime.*

Primele două trepte, de 450 – 500 m și 500 – 550 m, au extensiunea cea mai mare, însumând 94,8 km², ceea ce reprezintă mai mult de jumătate – 65,8% – din teritoriu. Caracterul depresionar este ilustrat și de ponderea mai mare de jumătate a terenurilor aflate între 450 și 550 m, precum și de dispunerea treptei culmilor ce înconjoară vatra depresionară.

5.1.2 Adâncimea fragmentării

Pentru determinarea altitudinilor maximă, minimă și medie s-a folosit platforma G.I.S. MicroImages, TNTproducts 6.9 obținându-se următoarele valori: altitudinea minimă: 460,254 m; altitudinea maximă 726,985 m; altitudinea medie 534,091 m.

Elementul tectonic major al Depresiunii Baraoltului – sistemul fractural al Cornoșului (G8) – considerat cel mai vechi și cel mai activ sistem tectonic care a contribuit la formarea zonei aflate în studiu și care face parte din dislocația majoră a Carpaților Orientali (dată de limita dintre structura cristalino-mezozoică și structura flișului intern) se intersectează cu seriile rupturale de orientare E – V – sistem de falii crustale (G7), care vin din Bazinul Transilvan. Altitudinea minimă a depresiunii se află în lunca Oltului și este determinată tocmai de intersecția celor două sisteme de dislocații în acest areal.

Altitudinea maximă se află în nord-est aproape de capătul nordic al uneia dintre culmile „platoului vulcanic”, mai exact, Dealul Mare, în vârful Herculan. Această poziționare este o condiționare indusă de factorul petrografic, dată fiind alcătuirea acestor culmi din roci aferente

celui de-al treilea strat vulcano-sedimentar, care include andezit piroxenitic și dacitic – roci rezistente la acțiunea modelatoare a factorilor externi.

Luând în considerare valoarea altitudinii medii (534,091 m), constatăm că Depresiunea Baraoltului are cea mai mică altitudine medie dintre depresiunile învecinate, cu o evoluție paleogeografică asemănătoare: Depresiunea Brașovului are în jur de 625m, iar depresiunea Ciucului 650m.

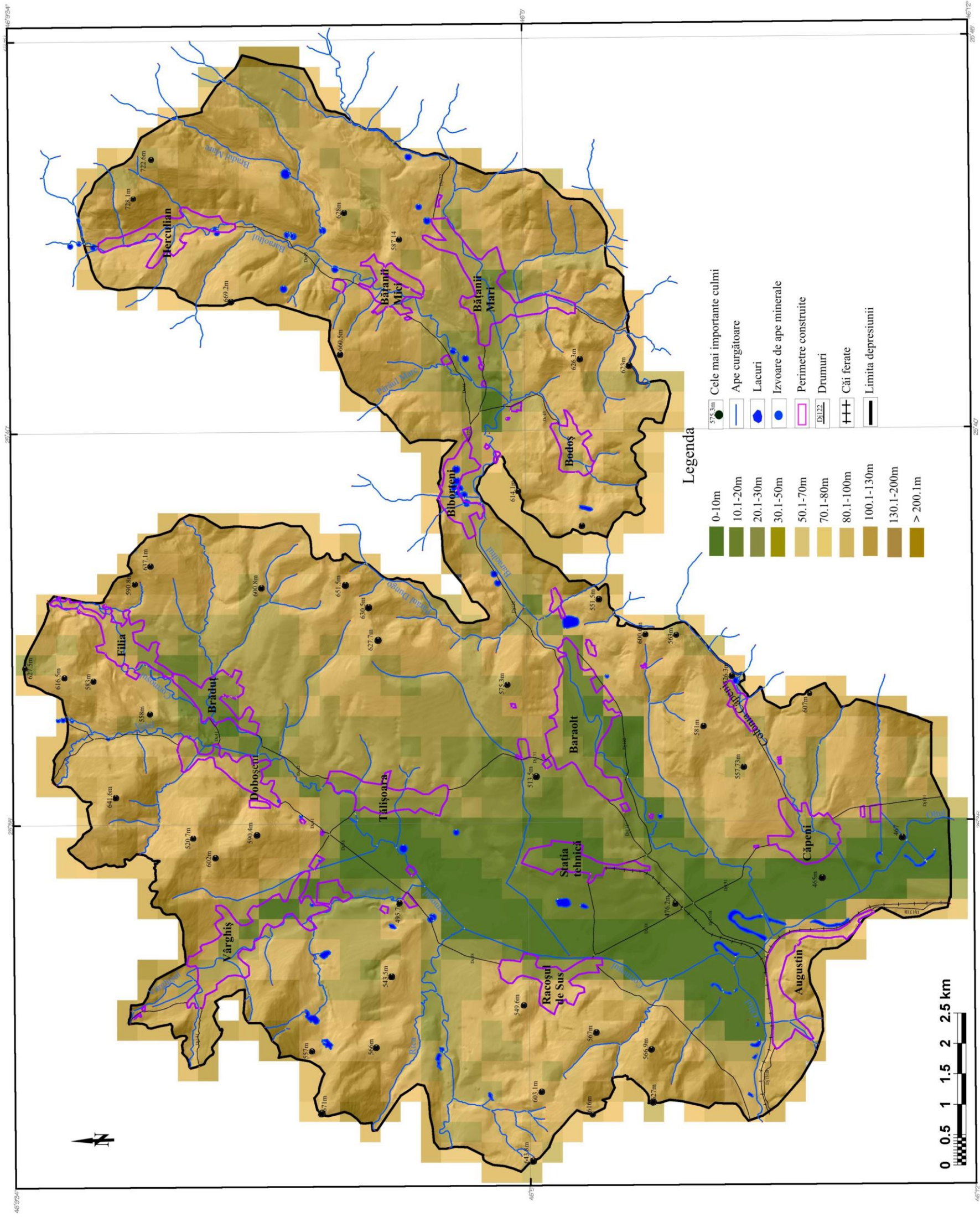
Adâncimea fragmentării, în termeni absoluți, are valoarea maximă de 266,731 m. Este o valoare informativă care ne arată diferența de nivel dintre lunca Oltului și vârful Herculan. Distanța în linie dreaptă între cele două puncte este de 15,453 km.

O importanță mult mai mare o are adâncimea relativă a fragmentării, care reprezintă diferența de nivel dintre talvegul văilor și cumpăna de ape. Situația normală pentru o zonă depresionară ar fi, ca valorile cele mai mici ale acestui indicator morfometric să se regăsească în arealele centrale și să crească treptat spre cele marginale.

Pentru evidențierea valorilor adâncimii relative a fragmentării s-a folosit aceeași platformă G.I.S. S-a împărțit harta depresiunii în pătrate cu latura de 333,333 m, și s-a determinat valoarea indicatorului în fiecare pătrat. S-au obținut următoarele valori: adâncimea minimă a fragmentării 0,022 m, cea maximă 218,296 m, iar cea medie 59,7979 m. După analiza valorilor din histograma hărții adâncimii fragmentării s-a ajuns la concluzia că valorile trebuie reclasificate. S-au încercat mai multe variante de reclasificare. Varianta care redă cel mai bine atât suprafețele cu valorile minime, medii, cât și pe cele cu valori maxime și se corelează totodată cu realitatea din teren este cea cu 9 clase: 0 – 10m, 10,1 – 20m, 20,1 – 30m, 30,1 – 50m, 50,1 – 70m, 70,1 – 80m, 80,1 – 100m, 100,1 – 130m, 130,1 – 200m și peste 200m (harta 7).

Arealele unde valorile sunt situate între 0 și 10 m se găsesc în luncile Oltului, Cormoșului, pârâului Baraolt din bazinul vestic. De remarcat este faptul, că acestea nu sunt areale continui, ci întrerupte de suprafețe cu valori între 10,1 și 20 m, mai ales în lunca pârâului Baraolt și al Vârghișului. În lunca Cormoșului la nord de localitatea Tălișoara acest areal nu se mai regăsește. Prin întocmirea acestei hărți a ieșit foarte bine în evidență arealul aproape plan, nefragmentat de văi, al podului terasei fluvio-lacustre, situat la 15 m deasupra talvegului pârâului Cormoș, la cca. 2 km de acesta și la cca 20 m deasupra talvegului pârâului Baraolt, situat la cca 1,5 km de acesta.

În zonele de luncă ale bazinului estic există doar un singur areal aparținând acestei clase, situat în lunca Baraoltului la cca. 500m de intrarea în strangularea de la Biborțeni.



Harta nr.7: Depresiunea Baraoltului – Harta adâncimii fragmentării

Suprafața totală a acestei clase de adâncime relativă a fragmentării este de 12,75 km², reprezentând 8,86% din aria totală a depresiunii.

Arealele cu valori între 10,1 și 20 m întrerup sau înconjoară arealele cu adâncimea fragmentării de 0 – 10 m din zonele de luncă joasă, apoi devin predominante în zona frunții terasei fluvio-lacustre din preajma localității Tălișoara. Fruntea terasei respective domină lunca pârâului Vârghiș până în centrul localității cu același nume.

În bazinul estic, care prezintă în general un relief mai accidentat, remarcăm trei areale, fiecare având, în medie, o suprafață de câte câte un kilometru pătrat; unul în dreptul strangulării de la Biborțeni, iar celelalte două în lunca pârâului Ozunca în apropierea centrului localității Bățanii Mari.

Suprafața totală a arealelor cu valori situate între 10,1 și 20 m se ridică la 8,84 km², adică 6,12% din aria depresiunii.

Versanții din aria de contact situată între vatra depresiunii și principale alinamente deluroase, respectiv sectorul montan limitrof prezintă valori ale adâncimii fragmentării cuprinse între 20,1 și 30 m. Suprafața totală a acestei clase este de 9,82 km² iar ponderea ei este de 6,8%.

Valorile cuprinse între 30,1 - 50 m se regăsesc la partea superioară a terasei fluvio-lacustre, la contactul acesteia cu versanții, în partea sudică a bazinului vestic, unde de altfel, predomină ca suprafață. Ele circumscriu foarte bine și cele două golfuri depresionare ale Vârghișului și Racoșului de Sus. În bazinul estic, aceleași valori ocupă suprafețe mai mari, îndeosebi la marginea sudică și sud-vestică a platoului vulcanic, pe unele porțiuni ale suprafeței acestuia și pe valea pârâului Bățani, până la capătul sudic al localității omonime. Suprafața ocupată de această clasă este 25,62km², ceea ce reprezintă 17,74% din total.

Categoria cu valori cuprinse între 50,1 și 70 m include versanții din bazinul vestic iar în bazinul estic se extinde pe versantul drept al văii pârâului Baraolt, cu un areal compact în zona localității Herculian și pe platoul vulcanic. Este cea mai reprezentativă clasă de fragmentare verticală ocupând o suprafață de 35,23km², adică 24,4%.

Cea de a șasea clasă cuprinde acele areale unde adâncimea fragmentării este cuprinsă între 70,1 și 80 m. În bazinul vestic, aceasta se întinde în zona terasei fluvio-lacustre din apropierea localității Racoșul de Sus, apoi în zona glacisurilor de sub culmile dealurilor Doboșeni Nord (641,6m), Dealul Rotund (637,1m), Biborțeni Nord-Vest (701,4 m). În bazinul estic, aceeași clasă de fragmentare se regăsește în cuveta Bodoș și în zona glacisurilor de sub culmile Dealurilor Cinodului, Dealului Românilor (660,5m), Dealului Nadaș (669,2m), dealul Brun (715,5m). Suprafața totală aferentă acestei clase de fragmentare este 15,68km², reprezentând 10,68% din suprafața depresiunii.

Următoarea clasă cuprinde valori între 80,1 și 100m. Ea este prezentă în bazinul vestic în zona culmilor aproape acelorași dealuri ca și în cazul clasei precedente, la care se adaugă versantul nordic al Dealului Secerișului (600,6m). Pe areale extinse, în bazinul estic, se găsește în zona Dealurilor Cinodului, al platoului vulcanic, acolo unde acesta este fragmentat de văi adânci. Acoperă o suprafață mai mare decât precedenta clasă: 21,9km² ceea ce reprezintă 15,2% din suprafața depresiunii.

Ultimele trei clase, cea de 100,1 – 130m, de 130,1 – 200m și de peste 200m sunt reprezentate în zona marginilă a depresiunii, la contactul acesteia cu Munții Perșani – în preajma localităților Augustin și Vârghiș –, cu Munții Baraolt – în bazinul văii pârâului Ozunca și în partea nordică și nord-estică a platoului vulcanic. Ele acoperă 14,91 km², ceea ce reprezintă puțin peste 10% din suprafața depresiunii.

În concluzie, după cum este firesc valorile mai reduse se dispun în zonele joase ale depresiunii, iar valorile mari în zonele marginale. „Anomalii” în acest sens prezintă podul de terasă lacustră și culmile dealurilor care formează așa-zisul „platou vulcanic” din nord-est, având suprafețe aproape plane, lipsite de văi.

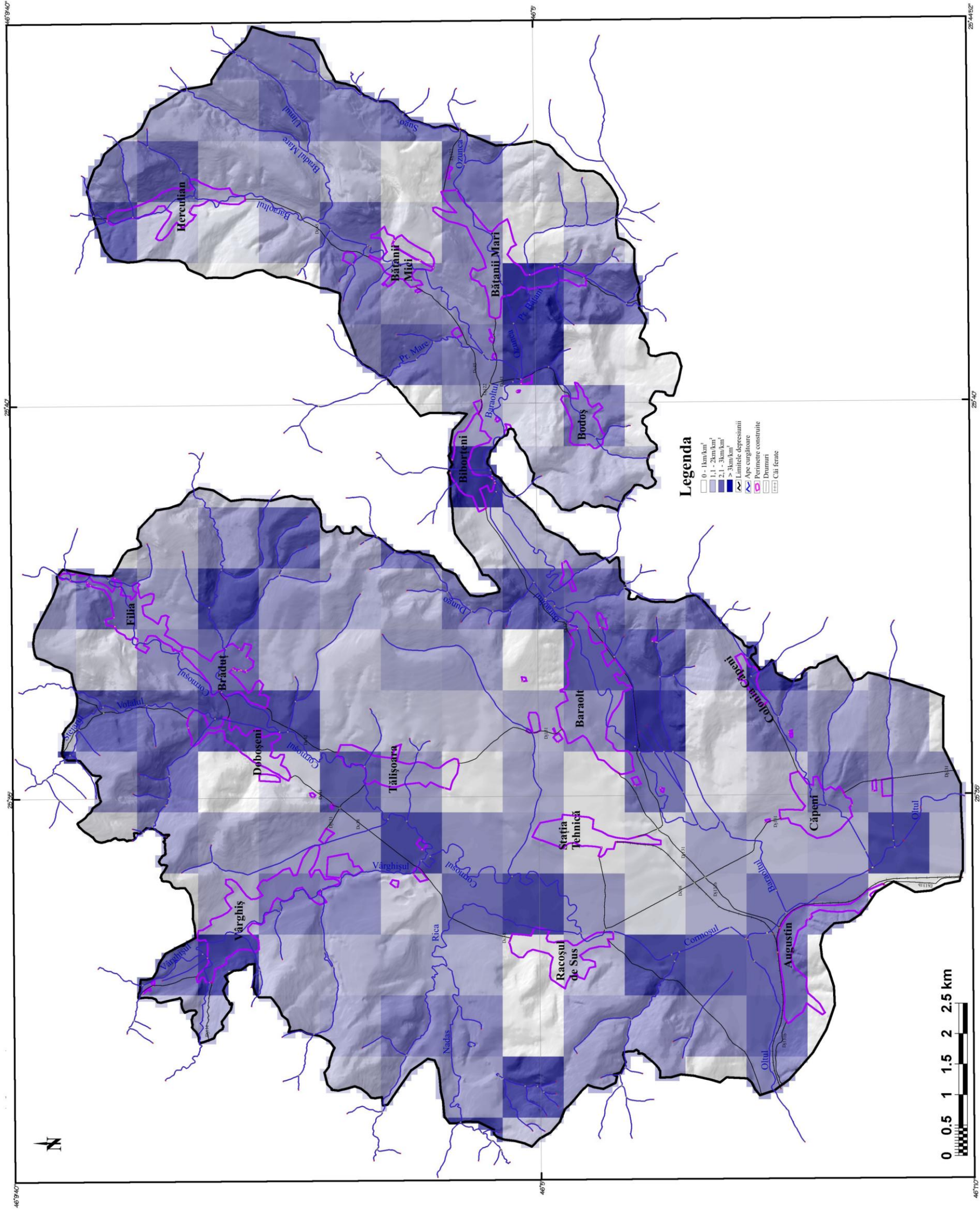
În general, în sectoarele care au evoluat subaerian un timp mai îndelungat relieful a devenit mai accidentat. Acest fapt a fost determinat îndeosebi de diferențierile de ordin tectonic. Mișcările tectonice de scufundare de-a lungul sistemului de falii N – S din bazinul estic s-au oprit mai devreme decât în bazinul vestic. Astfel acest bazin estic a devenit uscat mai devreme, iar procesele de modelare fluvială au acționat o perioadă mai îndelungată. Așa se explică ponderea mai mare a suprafețelor cu valori mai mari ale adâncimii fragmentării și în cuveta Bodoș respectiv în golful Racoșul de Sus. În compartimentul Căpeni situația este oarecum inversă. Activarea faliei crustale V – E a provocat elevarea acestui sector și implicit adâncirea mai viguroasă a rețelei hidrografice concomitent cu înălțarea sa.

În bazinul vestic continuarea scufundării, menținerea suprafeței lacustre, mlăștinoase o perioadă mai îndelungată și, implicit, intensitatea mai redusă a proceselor de eroziune fluvială, au avut ca rezultat un relief mai puțin accidentat, cu valori reduse ale adâncimii fragmentării.

5.1.3 Densitatea fragmentării reliefului

Valoarea medie a densității fragmentării în Depresiunea Baraoltului este de 1,66 km/km², ceea ce reprezintă o valoare obișnuită pentru o zonă depresionară.

Harta densității fragmentării (harta 8) evidențiază că valoarea maximă este 3,85 km/km². Valorile obținute au fost grupate în patru categorii: densități mici (0 – 1km/km²), mijlocii (1 – 2km/km²), mari (2 – 3km/km²) și foarte mari (peste 3km/km²).



Harta nr.8: Depresiunea Baraoltului – Harta densității fragmentării

Arealele cu densități mici ale rețelei hidrografice se dispun în principal pe interfluvii (Dealul Rotund (616,5m), Dealul Acoperișul Umbrei (583m), versantul vestic al Dealului Fântâniei (637,1m), Dealul Baraolt Nord (576,5m), versantul sudic al Dealului Viespii (576,5m), versantul nordic al Dealului Căpeni Nord-Est (557,7m), Dealul Vârfului (607m), culmea și versanții Dealului Racoșul de Sus (549,6m), versantul estic al Dealului Brun (715,5m), Dealul Nadaș (669,2m), partea sudică a „platoului vulcanic” – Dealul Botul Dungilor, cu extindere spre sud, până în zona localităților Bățanii Mari și Bățanii Mici, culmile și versanții nordici, nord-vestici și vestici ai Dealurilor Cinodului, și cele care limitează spre est, sud și nord cuveta Bodoș). La acestea se adaugă glacisul care se află la est de Tălișoara, precum și porțiunile de luncă, unde nu există confluente și meandre. Suprafețele cu densități sub $1\text{km}/\text{km}^2$ însumează $40,18\text{km}^2$ (27,85%) din suprafața depresiunii.

Valorile medii ale densității fragmentării sunt repartizate în vatrei depresiunii, în arealele de glacisuri, pe unele porțiuni de luncă îngustă din partea de nord a bazinului vestic și pe cea mai mare parte a „platoului vulcanic”. Ele însumează $58,21\text{km}^2$, adică 40,34% din suprafața depresiunii.

Densitățile mari ale densității fragmentării ($2 - 3 \text{ km}/\text{km}^2$) se remarcă în ariile de confluență din Filia, Doboșeni, Herculan, Vârghiș, Bățanii Mari, Bățanii Mici, Baraolt, cuveta Bodoș și în lunca Oltului, datorită meandrării puternice din fața intrării în defileu. Ocupă o suprafață de $33,52 \text{ km}^2$ (23,23%).

Arealele cu densități foarte mari sunt apar în lunci, la confluențele mai multor cursuri. Astfel, în bazinul vestic, la confluența Agrișului și Volalului cu Cormoșul, în aria confluenței Nadaș, Silaș, Papura și Rica, la confluența Vârghișului cu Cormoșul și Rica. La acestea se adaugă arealele de meandrare accentuată ale Oltului și arealele de confluență combinate cu cele de meandrare ale Cormoșului. În bazinul estic valorile maxime apar confluența a pâraielor Ozunca, Bățani, Bodoș cu Baraoltul. În total suprafețele cu densitate maximă ocupă $12,39 \text{ km}^2$, adică 8,58% din aria depresiunii.

Se remarcă densitatea mare și foarte mare a rețelei hidrografice în zonele de confluență din lunci. Acestea corespund de multe ori cu sectoare în care se intersectează marile sisteme de fracturi ale depresiunii în raport cu care s-a adaptat rețeaua hidrografică.

Pe aproape jumătate din suprafața totală a depresiunii densitatea fragmentării are valori cuprinse între 1 și $2 \text{ km}/\text{km}^2$, iar pe o treime sub $1 \text{ km}/\text{km}^2$.

5.1.4 Declivitatea

Harta pantelor evidențiază o valoare medie a declivității de $5,5^\circ$, valoarea maximă fiind de $54,3^\circ$. Prin reclasificarea valorilor, pentru a obține o relevanță cât mai bună în raport cu realitatea din teren au fost definite șase clase de pantă: *clasa terenurilor cvasiorizontale* (cu înclinare foarte redusă), de $0^\circ - 2^\circ$; *terenuri slab înclinate*, de $2^\circ - 6^\circ$; *terenuri moderat înclinate*, $6^\circ - 10^\circ$; *terenuri înclinate*, $10^\circ - 15^\circ$; *terenuri puternic înclinate*, $15^\circ - 25^\circ$ și *terenuri foarte puternic înclinate*, cu valori de peste 25° (harta 9).

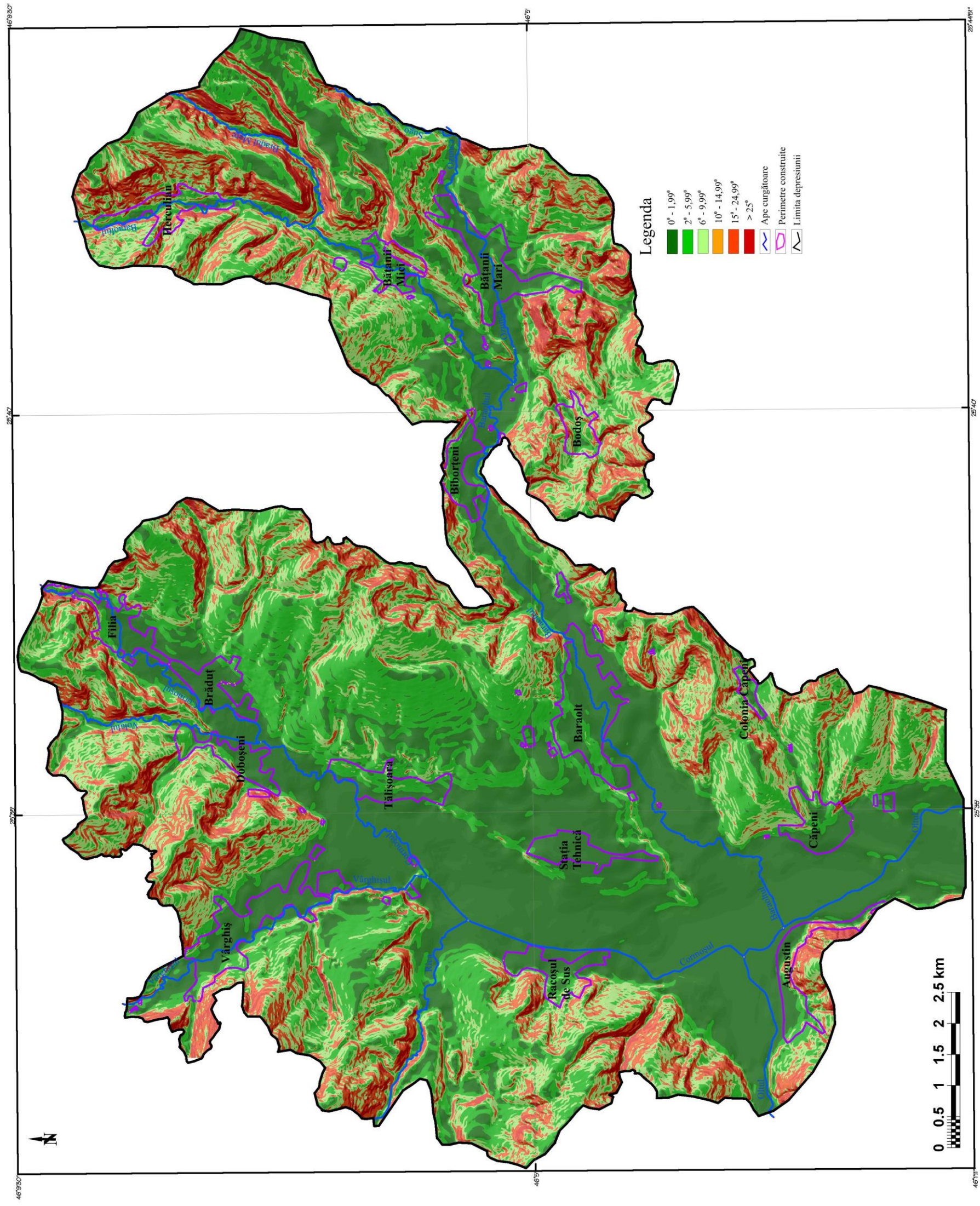
Terenurile cvasiorizontale și foarte slab înclinate ($0^\circ - 2^\circ$) ocupă terenurile situate în luncile principalelor râuri – Oltul, Cormoșul, Baraoltul, Vârghișul, – și a afluenților acestora – Rica, Volalul, Stejarul, Căpeni, Pârâul Mare, Ozunca, Bățanii Mari la care se adaugă podul terasei fluvio-lacustre, părțile centrale (vetrele) cuvetelor cu aspect de bazinet (de ex. Bodoș). Tot aici se înscriu culmile deluroase, ce etalează în bună parte interfluvii plane, precum și „platoului vulcanic” (de ex. Vârful cu Păr (627 m), Vârful Bacoș (590,4 m), Dealul Acoperișul Umbrei (583 m), Dealul Rotund (616,5 m), Dealul Fântâniei (637,1 m), Dealul Baraolt Nord (575,3 m), Dealul Căpeni Nord (557,73 m), Dealul Secerișului (581 m) – toate în bazinul vestic. În bazinul estic în afara „platoului vulcanic”, deja amintit aceste pante se înregistrează pe culmile Dealului Pietros (715 m), Dealului Herculan (728,1 m). Terenurile cvasiplane și foarte slab înclinate ocupă $47,9\text{km}^2$, ceea ce reprezintă 33,2% din suprafața Depresiunii Baraoltului.

Terenurile slab înclinate ($2^\circ - 6^\circ$) apar în principal la contactului luncilor cu glacisurile, la nivelul podului „platoului vulcanic” și a culmilor interfluviale exemplificate anterior. În bazinul estic ponderea lor este mai mică. În ansamblu, se extind pe o suprafață de $38,82\text{km}^2$ (26,9%).

Terenurile moderat înclinate ($6^\circ - 10^\circ$) sunt reprezentative pentru treapta glacisurilor proluvio-coluviiale. Aceste terenuri fac racordul între vatra depresiunii propriu-zise și versanții cu înclinări mai mari. Ele ocupă $31,36\text{km}^2$ și dețin o pondere de 21,73%.

Terenurile înclinate ($10^\circ - 15^\circ$), sunt caracteristice sectoarelor inferioare ale versanților majorității văilor și părții superioare a glacisurilor de racord. În ansamblu, aceste pante ocupă suprafețe destul de mici: $18,96\text{km}^2$ și dețin o pondere de 13,14% din aria Depresiunii Baraoltului.

Terenurile puternic înclinate ($15^\circ - 25^\circ$) sunt dispuse în sectoarele superioare ale versanților văilor în special a acelor care fac trecerea spre zona montană înconjurătoare. În aceste areale aspectul reliefului trece de la cel de „depresiune” propriu-zisă căpătând caracter de tranziție spre cel montan. Ocupă o suprafață de $6,51\text{km}^2$ și dețin o pondere de 4,5%.



Harta nr.9: Depresiunea Baraoltului – Harta pantelor

Terenurile foarte puternic înclinate (25° - $54,3^{\circ}$), se află pe fâșia de contact dintre depresiune și Munții Perșani, în apropiere de Augustin, pe versanții văilor Bögöc, Rica, Cepei, Vârghiș – toate coborând din Perșani. Areale restrânse corespund versanților văilor Szölömáj, Stejarului, Volal, versantului estic al văii Cormoșului, la nord de Filia, versantului sudic al văii Agrișului – toate în bazinul vestic. Trebuie amintite și cornișele de desprindere ale alunecărilor de teren din carierele de lignit neecologizate, precum și cea din cariera ecologizată de la Bodoș. În bazinul estic aceste pante au pondere mai mare și apar, tot „insular”, la partea superioară a versanților care înconjoară cuveta Bodoș, pe versantul nordic al dealului Mestecănișul Mic (626,3 m), pe versantul estic al Dealului Scândurii (625 m) și versantul nord-estic al văii pârauului Românilor. La acestea se adaugă fruntea „platoului vulcanic” ale cărei pante foarte puternic înclinate sunt reflexul concretizării morfologice a rupturilor cu orientare N – S din zona localității Herculian. Însumate toate aceste terenuri ocupă doar $0,48 \text{ km}^2$, adică 0,33% din suprafața depresiunii.

În concluzie, mai mult de jumătate (60,1%) din suprafața depresiunii este ocupată de terenuri cu o pantă mai mică de 6° . Acestea includ luncile, terenurile ce se înscriu în treapta altitudinilor medii, podul terasei fluvio-lacustre, „platoului vulcanic” și culmile plane sau aproape plane. Glacisurile au unghiuri de înclinare de până la 10° , și se preling în fâșii pe întreg cuprinsul ariei aflate în studiu. Pantele mai abrupte, de până la 25° , sunt reprezentative pentru versanții care înconjoară depresiunea și au doar o pondere de 17,84%. Versanții foarte abrupti, cu un unghi de înclinare de peste 25° , se găsesc pe suprafețe reduse, doar în petece, și sunt caracteristici în principal frunții „platoului vulcanic”, văilor ce coboară din Munții Perșani, cornișelor de desprindere a alunecări de teren ș.a.

Prin suprapunerea hărții pantelor cu cea a liniilor de falie se confirmă imaginea obținută prin elaborarea profilelor transversale, în speță dispunerea versanților cu pante mai mari, de-a lungul faliilor de margine de bazin. Astfel se constată rolul organizator al factorilor tectonici în impunerea asimetriei dintre versanții dispuși de-a lungul acestor falii și cei opuși lor. În cazul frunții „platoului vulcanic” panta, de peste 25° , este impusă de condiționarea petrografică – cel de al treilea strat vulcano-sedimentar, – alcătuit din aglomerate vulcanice andezitice și dacitice mai rezistente la acțiunea agenților exogeni.

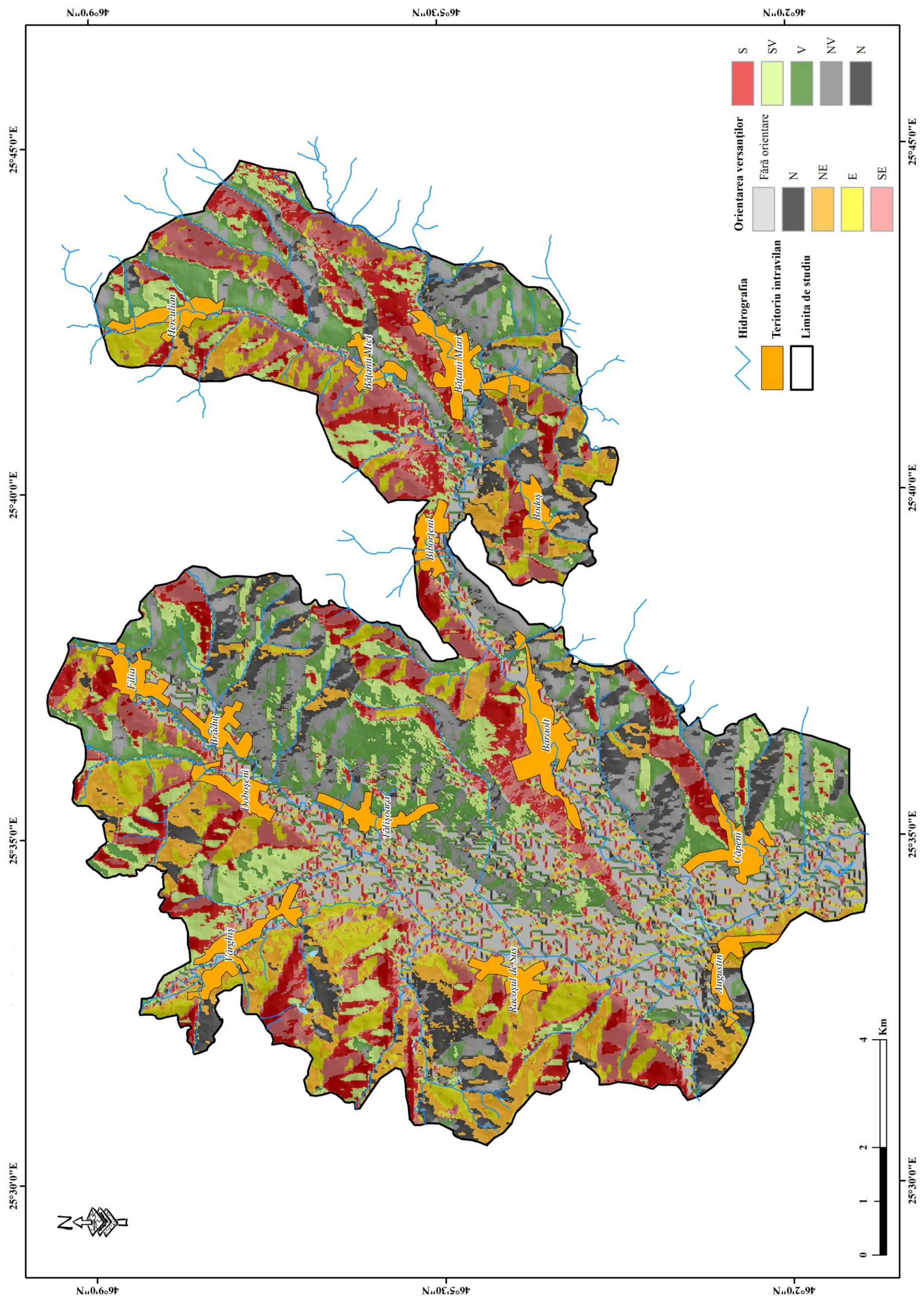
5.1.5 Expunerea versanților

Pentru a întregi imaginea Depresiunii Baraoltului oferită de elementele sale morfometrice, s-a elaborat și o hartă care redă expunerea versanților față de Soare. S-au luat în

considerare doar orientările spre punctele cardinale principale și cele secundare – N, NE, E, SE, S, SV, V, NV – și terenul plan, orizontal (harta 10).

Din analiza histogramei hărții expunerii versanților rezultă că: 8,61% sunt versanți cu orientare nordică, 8,12% - versanți nord-estici, 9,67% - versanți estici, 12,67% - versanți sud-estici, 12,31% - versanți sudici, 11,93% - versanți sud-vestici, 13,57% - versanți vestici, 12,72% - versanți nord-vestici iar 10,4% reprezintă terenurile orizontale. Se observă, că în afara terenului orizontal, există un oarecare echilibru în proporția versanților cu diferite orientări. S-au grupat versanții orientați E, SE, S, SV, V, adică aceia care primesc cea mai mare cantitate de energie solară, și versanții orientați N, NE, NV, care primesc mai puțină energie. Se constată că prima grupă însumează 50,48% din suprafața depresiunii, pe când cea de-a doua 29,45%.

Orientarea preponderent „spre soare” a versanților este un element care devine un factor important atât în autoorganizarea complexului natural al Depresiunii Baraoltului, cât și în organizarea sa teritorială (coordonată antropic). Suprafața subiacentă influențează fluxul radiativ caloric și prin aceasta atât procesele fizice și fizico-chimice, pedogenetice, cele premergătoare eroziunii, valorile elementelor climatice, structura covorului vegetal ș.a. toate poartă amprenta mărimii fluxului caloric radiativ. Ca factor al organizării teritoriale diferențele de expunere se reflectă firesc în modul de utilizare a terenurilor, în structura plantelor de cultură, amplasarea clădirilor, configurația așezărilor ș.a.



Harta nr.10: Depresiunea Baraoltului – Harta expoziției versanților

5.2. Individualitatea morfogenetica a reliefului

5.2.1. *Relieful sculptural*

În autoorganizarea (structurarea, evoluția și funcționalitatea unui geosistem) un rol important revine așa zișilor „invarianți”, adică componentilor relativ stabili a căror stare se modifică lent la scara timpului lung (ciclic) În această categorie se înscriu îndeosebi tectonica, structura, petrografia, relieful preexistent ș.a. Particularitățile lor pregnante și „durabile” (relativ) au deținut un rol important în definirea secvențialității evolutive prin intermediul proceselor autoorganizatoare și în cazul Depresiunii Baraoltului. Desigur, relieful este însă o rezultată a formelor de interacțiune, de conlucrare dintre factorii amintiți mai sus și agenții externi, implicit procesele și mecanismele desfășurate de aceștia. Conlucrarea dintre aceștia se realizează la nivelul suprafeței terestre și se concretizează în morfologie a cărei specificitate depinde de natura factorilor implicați și de ponderea în care se combină și acționează.

Definim relieful sculptural ca fiind creat de sub acțiunea dominantă a agenților și proceselor externe întreruptă ciclic de „pusee” de schimbare tecto-structurală care determină diversificarea evolutivă și morfologică a reliefului, forma cea mai expresivă, în acest sens, constituind-o „nivelele morfologice” sau „platformele de eroziune”.

În evoluția paleogeografică a Depresiunii Baraoltului a fost adusă în discuție o anumită evoluție ciclică, impusă de mobilitatea mai mare sau mai mică a sistemelor de falii, care brăzdează depresiunea, concomitent cu activitatea mai intensă sau mai moderată a activității vulcanice din lanțul harghitean. Perioadele de activitate mai intensă a acestora ar corespunde, în evoluția reliefului depresiunii, cu perioadele de predominanță a acțiunii forțelor endogene, iar perioadele de activitate moderată cu predominanța acțiunii forțelor exogene.

Crearea de denivelări din ce în ce mai mari s-a realizat prin mișcări de coborâre ale peneplenei Cretacice – care constituie fundamentul depresiunii – și prin edificarea aparatelor vulcanice ale Harghitei. Spațiul depresiunii constituia un teritoriu submers, iar forțele exogene, în asemenea condiții, se manifestă ca și agenți, factori care „construiesc” prin procese de sedimentare, de acumulare. Ca forțe destructive se manifestă în afara acestui spațiu, de unde provine de fapt materialul depus, în contextul tendinței de compensare (nivelare) a diferențelor altimetrice.

Începând cu declanșarea mișcărilor tectonice care au dus la formarea actualei depresiuni (Pontianul superior) până la trecerea depresiunii în regim subaerian – Pleistocenul mediu și superior – au existat mai multe perioade, relativ scurte, de modelare exogenă (puse în evidență și prin prezența straturilor de cărbuni) în care agenții externi au exercitat procese denudaționale,

dar acestea nu au avut persistența și amploarea necesară pentru a face posibilă formarea vreunei platforme de eroziune (nivelare).

S-ar putea căuta corespondențe între platforma de eroziune Poiana Mărului (Orghidan, N. 1929) și unele serii de culmi plane sau aproape plane, cu altitudini apropiate situate în cuprinsul depresiunii. Dar, dacă se admite vârsta Pliocenă a acestei platforme – vârstă atribuită de Orghidan –, și o corelăm cu evenimentele derulate în aceea perioadă în arealul de studiu – scufundare, sedimentare, predominant într-un mediu subacvatic –, devine elocventă imposibilitatea formării unei asemenea suprafețe.

În ceea ce privește suprafața plană, ușor bombată, cu înclinare foarte slabă – de 0° - 2° , pe alocuri de 2° - 6° , a „platoului vulcanic”, aceasta nu se corelează ca vârstă cu platforma Poiana Mărului. Cel de-al treilea strat vulcano-sedimentar, din care se compun suprafețele care alcătuiesc platoul, s-a depus în condiții subaerene în Pleistocenul inferior și mediu (László, A. 1999), iar suprafața Poiana Mărului are vârsta Pliocenă. Pe de altă parte nu este vorba despre material vulcanic resedimentat, ci despre depunerea gravitațională, în situ, a materialului vulcanic, în principal tufite, lapili, aglomerate andezitice și dacitice. Alte argumente pentru neincluderea acestui areal al Depresiunii Baraoltului în categoria suprafețelor de nivelare este faptul că el nu este rezultatul modelării ciclice a reliefului și că, de fapt se prezintă ca o suprafață structurală.

În evoluția paleogeogeografică mai îndepărtată, care începe cu formarea pânzei de Ceahlău – sfârșitul Cretacicului –, și se termină cu declinașarea mișcărilor tectonice de la sfârșitul Pontianului, se poate vorbi de formarea unei vaste peneplene în toată aria, pe care se află azi Depresiunea Ciucului, Munții Harghita, Depresiunea Baraoltului, Depresiunea Brașovului. Dar ca urmare a mișcărilor de scufundare, această peneplenă materializează fundamentul arealului. Mișcările de ridicare din ultimele perioade de mobilitate a faliilor – care au elevat, de exemplu, compartimentul Căpeni –, nu au avut amploarea necesară aducerii la suprafață (în arealul Depresiunii Baraoltului) a vreunui element constitutiv al acestei peneplene. Stiva groasă de molasă nu a fost încă îndepărtată total de pe nici o porțiune de teren din aria studiată, deci nu se poate vorbi nici de vreo suprafață exhumată din ea.

Totuși dacă se observă în amănunt suprafața depresiunii și se analizează hărțile topografice și hipsometrice se pot pune în evidență în interiorul limitelor sale o serie de culmi bombate cu înălțimi cuprinse între 600 și 650m. Ele pot fi incluse în categoria martorilor de eroziune poziționali. Sunt puși în evidență în sudul bazinului estic: Dealul Scândurii (626,3m), Dl. Mestecănișului Mic (610m), apoi în bazinul vestic: Dealul Mesteacănului Mare cu patru culmi înșirate pe cumpăna de ape între pâraul Dungo și Cormoș, cuprinse între 625 și 630m. La fel

sunt și culmile dealurilor Rotund (616,5m), Doboșeni Nord (641,6m), culmile de 602m și 620,7m ale Dealului Hotarului – toate în nord-vestul bazinului vestic și Dealul Bonța (603,1m) pe interfluviul dintre pâraul Nadaș și Cormoș. (harta 12). Dacă luăm în considerare faptul că acestea sunt constituite din formațiuni vulcanogen-sedimentare dispuse peste depozitele pliocene rezultă faptul că acest nivel morfologic reprezintă mai degrabă resturile unei suprafețe cu caracter structural a cărei modelare a început în Pleistocenul mediu.

În chestiunea prezenței piemonturilor în Depresiunea Baraoltului se impune o corelare cu ciclurile piemontane care s-au declanșat și s-au desfășurat pe teritoriul României după îndelungatul proces de edificare a lanțului carpatic. Primele două cicluri au vârstă Burdigalian – Helvețian și Bassarabian – Meoțian, perioade în care teritoriul aflat în studiu evoluează subaerian și s-a definitivat peneplena formațiunilor Cretacice. În cel de-al treilea ciclu piemontan: Pliocen – Cuaternar se desfășoară formarea întregii stive de molasă a depresiunii. Astfel ar fi îndreptățit demersul căutării de formațiuni piemontane.

În literatura de specialitate în ulucul depresionar al Carpaților Orientali sunt amintite formațiuni piemontane în Depresiunea Maramureșului, Depresiunea Dornelor, Depresiunea Giurgeului, Ciucului, Brașovului. În aria de coevoluție a Depresiunii Baraoltului – Harghita de Sud – Depresiunea Brașovului, este acceptată de geomorfologi existența piemonturilor: la ieșirea Oltului prin defileul de la Tușnad, cu întindere până aproape de municipiul Sfântu Gheorghe, Piemontul Săcele, cel din zona localităților Brețcu, Ojdula, Ghelința –, toate aparținând celui de-al treilea ciclu. Ultimele două se găsesc în zona litorală a fostului lac Pliocen, unde au fost prezente condițiile tipice de formare ale acestui tip de relief sculptural în tot timpul Pliocenului. În schimb, primul s-a format în Pleistocenul superior în urma ultimelor manifestări vulcanice explozive ale structurii Ciomad, care au rupt pragul de la Tușnad Băi, producând golirea bruscă a celei mai mari părți a lacului din Depresiunea Ciucului inferior și a unei părți a sedimentelor depuse aici.

În contextul evoluției paleogeografice la nivel regional s-a stabilit că pe actuala arie a Depresiunii Baraoltului în Pliocen funcționa un lac care, în perioada maximei sale extensiuni avea (probabil) legături chiar cu Bazinul Dacic. Depozitele sedimentate au caracter predominant de facies de larg și foarte puțin caracteristici de mediu litoral. În încercarea de a identifica depozite în facies de litoral, care ne-ar putea conduce la indicii privind existența unor structuri piemontane, s-a avut în vedere stabilirea contactul lacului Pliocen cu uscatul din acea vreme.

În sud, în cazul Munților Baraolt sunt consemnate depozite Pliocen – Pleistocene, depuse în facies de larg, chiar și pe Dealul Fagului la 790 m altitudine, (Băcăințan, N. 1999), la aproape 3 km distanță (în linie dreaptă) de limitele ariei aflate în studiu. Pe de altă parte,

coloanele litologice de pe valea pâraielor Galat și Harșant, situate în apropierea limitei sudice, indică prezența marnelor cu ostracode la adâncimi de 8 – 10 m, peste care sunt dispuse argile, argile nisipoase, nisipuri și pietrișuri („complexul psefitic” și „complexul psefito – psamitic” – Liteanu E. și colab., 1962), depuse în Pleistocenul superior și Holocen. Nici vechimea, nici grosimea acestor depozite, nici panta ori fragmentarea nu indică apartenența la vreun piemont. Mai mult decât atât, în apropierea acestor pâraie (la cca. 1 km), în interiorul depresiunii, pe valea pâraului Bățani, coloana litologică a forajului analizat de Laszló A. nu conține strate de nisip și pietriș. Peste marnele cu ostracode, situate la doar 4 m adâncime, se află un strat subțire de diatomit, apoi urmează argila ca rocă mamă a solului de la suprafață.

Având în vedere aceste realități, se poate afirma că în această parte a Depresiunii Baraoltului nu s-au întrunit condițiile favorabile în direcția constituirii structurilor de tip piemontan.

În est, la contactul cu Munții Baraolt, s-au căutat, de asemenea, indicii de ordin petrografic și evolutiv pentru a se evidenția eventualitatea prezenței a acestor forme de factură sculpturală. Ținând seama de extensiunea depozitelor cu caracter de facies litoral se poate deduce că, în timpul extensiunii maxime a lacului Pliocen în această zonă, munții de astăzi au fost parțial submerși, funcționând ca insule. În atare condiții organismele fluviale nu puteau genera material aluvionar suficient pentru a asigura dezvoltarea ulterioară a formelor piemontane. Coloana litologică a forajului din valea pâraului Sugo (situat pe limita convenită), analizată de László, A., interceptează formațiunile Cretacice la doar 10 m adâncime. Peste ele stau, discordant, breția bazală, cărbunele argilos, lumașel (facies de litoral), argile nisipoase, stratul III de cărbune și încă un orizont lumașelic. Urmează marnele cu limnocardium, într-un strat foarte subțire de cca. 2 m, peste care s-a format solul actual. Lipsa vulcano-sedimentelor, a marnelor cu ostracode, a celorlaltor straturi de cărbuni, a complexelor psamitic și psefito-psamitic indică faptul că această zonă ori a evoluat subaerian de la începutul Romanianului, când s-a încheiat depunerea marnelor cu limnocardium, ori că unele dintre stratele depuse, menționate anterior, au fost atât de subțiri, încât au fost îndepărtate ulterior de procesele exogene și resedimentate în alte sectoare ale depresiunii.

Tot pe latura estică, dar mai spre nord, apare la zi cel de-al treilea complex vulcano-sedimentar depus sub-aerian pe o grosime de 20 – 30 m, neavând indicii privind posibile procese de resedimentare. Acest complex a îngropat practic atât rupturile de margine de bazin, cât și sectorul marginal al Munților Baraolt. Rezultă, prin urmare, absența formațiunilor piemontane și pe această latură a depresiunii.

Spre nord, lacul Pliocen cuprindea și întreaga arie actuală a Depresiunii Ciucului. De-a lungul sistemului de falii NV – SE, care se activau pe fundul acestui lac, se extinde activitatea vulcanică pe direcția dominantă a faliilor, ridicându-se succesiv aparatele vulcanice Luci, Lazul, Cucu, Pilișca, Murgul Mare, Ciomad, precum și cel mai apropiat de depresiune: Tirco. Activitatea pulsativă a acestor aparate a dus la formarea celor trei nivele de vulcanogen – sedimentare de-a lungul întregii perioade cuprinse între Pliocen și Pleistocen superior. În partea de nord a ariei delimitate, ca fiind Depresiunea Baraoltului, ele au grosimi mari, între 40 – 50 m (primul), 100 – 120 m (al doilea) și 10 – 20 m (al treilea) (László, A., 1999). Niciunul dintre aceste straturi nu prezintă caracteristicile depozitelor resedimentate, nici structură încrucișată. Asemenea caracteristici apar deasupra celui de-al treilea nivel (strat resedimentat de piatră ponce, cu un grad de înclinare cuprins între 3° și 8°) în bazinul Cormoșului pe valea pâraielor Gherend, Coșagul Mic, Coșagul Mare (László, A., 1999). Având în vedere poziția lor stratigrafică, resedimentarea s-a produs după oprirea activității vulcanice, în urmă cu 35 – 40 mii de ani.

Acest fapt poate fi considerat un indiciu al unui piemont aflat în fază aluvionară însă pe ceilalți afluenți din această zonă ai Cormoșului nu s-au mai găsit asemenea depozite. Probabil este vorba despre un mic piemont local, situat la poalele Dealului Piatra Baraoltului (1200 m), la cca 4 – 5 km în afara ariei de studiu. Având în vedere poziția sa, nu i se acordă atenție deosebită. Prin urmare, concluzionăm că, în cadrul limitelor stabilite, pe latura nordică a depresiunii nu există indicii concludente privind prezența formațiunilor piemontane.

În continuare, pentru latura vestică, s-au analizat aceleași indicii: evoluția paleogeografică a zonei de contact a lacului pliocen cu Munții Perșani, modul de formare a sedimentelor de aici la care se adaugă prezența și comportamentul faliilor cu orientare NV – SE și V – E, ca factori perturbatori.

De-a lungul faliei de margine de bazin, aparținând seriilor de falii N – S, structurile Cretacice ale munților plonjează în trepte. Stiva de molasă are grosimi cuprinse între 150 și 250 m. Acest fapt ne sugerează o creștere destul de bruscă a adâncimii bazinului. Înainte de începerea mișcărilor de coborâre, peneplena Cretacică avea culmile și văile orientate dinspre NE spre SV, drenajul suprafeței realizându-se spre Bazinul Transilvan. Odată cu formarea bazinului de sedimentare, în urma mișcărilor de coborâre, această situație se schimbă, având loc o deplasare a cumpenelor de ape și, deopotrivă, a nivelelor de bază locale. Organismele fluviale, cu scurgere spre lacul Pliocen, care s-au grefat în depresiune (cu rol de nivel de bază local), au fost probabil incipiente și aveau în consecință debite lichide și solide reduse. Depozitele groase de nisipuri și pietrișuri rulate, depuse în structură încrucișată, lipsesc. Modul de sedimentare din

această zonă nu diferă prea mult de restul bazinului, fiind prezente aceleași nivele petrografice. Doar prezența stratelor I și III de cărbune, în grosimi exploatabile (subteranul de la Vârghiș, carierele Racoș și Vârghiș) evidențiază perioade mai lungi cu condiții propice, în principal tectonice, de formare a acestei resurse, și de aici se pot face referiri la scufundări diferențiate, menținerea mediilor mlăștinoase un timp mai îndelungat ș.a. Peste aceste straturi, sedimentarea s-a produs la fel ca în întreg bazinul: marne cu *Limnocardium*, marne cu *Ostracode*, nivelele de vulcano-sedimente și complexe psefito-psamitice. Cauzele scufundării diferențiate au fost mișcările ce au avut loc de-a lungul faliilor NV – SE și V – E. Primele au dus la formarea golfurilor depresionare Vârghiș și Racoșul de Sus, iar secunde au contribuit la deschiderea defileului Oltului de la Racoș. Dacă se suprapun harta grosimii depozitelor din depresiune cu cea a seriilor de falii, se observă că stiva de molasă de la poalele Munților Perșani are cea mai mare grosime în zona de intersecție a seriilor de rupturi N – S, de margine de bazin, cu cele orientate NV – SE și V – E (150 – 250 m, anterior menționat).

Astfel se poate afirma, că nici în zona de contact a Munților Perșani cu Depresiunea Baraoltului nu s-au întrunit condițiile morfogenetice favorabile formării și evoluției formelor de relief piemontane.

După cercetarea tuturor arealelor de contact ale depresiunii cu rama montană înconjurătoare, convingerea noastră este că formele sculpturale specific piemontane lipsesc. Petece mici, purtând unele caracteristici petrografice ale acestei forme de relief, au fost găsite în arealul nordic la 4 – 5 km de limitele trasate și necesită investigații mai amănunțite privitoare atât la condițiile de formare cât și la elementele de natură morfometrică.

O altă categorie de relief sculptural bine reprezentată o reprezintă glacisurile. Existența acestor forme este o certitudine, fiind bine puse în evidență atât de harta hipsometrică, de harta pantelor de profilele transversale executate, pe de o parte, iar pe de altă parte și ca realitate morfologică incontestabilă în peisajul depresionar.

Glacisurile actuale ale depresiunii au început să evolueze după încetarea activității vulcanice și depunerea celui de-al treilea nivel vulcano – sedimentar, în urmă cu 35 – 40 mii de ani. Printre variabilele care au dus la declanșarea procesului de formare se pot aminti: unghiul de pantă al versanților, variațiile de temperatură, cantitățile de precipitații, natura și consistența covorului vegetal. Perioada timpurie de evoluție corespunde ultimei glaciațiuni: Würm. Clima rece a generat condiții ce au favorizat instalarea proceselor de dezagregare, îndeosebi, și alterare, a proceselor gravitaționale (rostogoliri, surpări, alunecări, solifluxiune, curgeri de deșeurilor) a proceselor fluvio-torențiale etc. În asemenea condiții climatice se poate vorbi de procese de solifiacție mult încetinite, vegetație sărăcăcioasă, precipitații predominant solide.

Eroziunea de adâncime este mult redusă, predomină eroziunea de suprafață, eroziunea areolară și procesele gravitaționale și fluvio-denudaționale tipic periglaciare. Astfel la partea inferioară versanților (abrupturilor) se formează acumulări de grohotișuri, de materiale detritice eterogene ca granulometrie care, depându-se în arealul de contact dintre versanți și suprafața bazală au generat trene de glacisuri coluviale, aluviale sau mixte.

În perioadele mai calde dar, mai ales, odată cu încălzirea climei survenită în Holocen, se accentuează eroziunea de adâncime. Pe suprafața versanților se dezvoltă formele eroziunii torențiale, care generează o cantitate mai importantă de material extrudat. Acesta este transportat la baza versantului și depus în forme specifice: conuri de dejecție, glacisuri coluvio-proluviale, glacisuri terasate ș.a. Din îngemănarea lor s-au format trene de glacisurile proluviale.

Luând în considerare observațiile și cartările de teren, evaluând modelul digital de elevație al terenurilor, harta pantelor, harta morfografică ș.a. este dificilă separarea strictă a tipologiei glacisurilor care sau format în decursul timpului. De asemenea, pe suprafața glacisurilor de azi au evoluat între timp alte organisme torențiale, mai noi, suprafața lor fiind astfel fragmentată. Predominante sunt însă, în mod vădit, glacisurile coluvio-proluviale.

În afara agentului și a tipurilor de procese generatoare (în funcție de care se diferențiază glacisurile de eroziune și cele de acumulare) acestea pot fi clasificate și după tipul denivelării sau natura suprafețelor pe care sau între care se realizează racordul. Astfel se pot deosebi: glacisuri structurale, glacisuri petrografice, glacisuri de vale, glacisuri de terasă, glacisuri de luncă. Dintre aceste tipuri, specifice Depresiunii Baraoltului sunt glacisurile de front structural (dezvoltate pe aliniamente lungi sub abrupturile structurale formate la nivelul orizonturilor vulcano-sedimentare, precum este cel din bazinul vestic de sub culmile aliniamentului deluros dat de Vârful Dealului (892,7m) – Dealul Tortoma (701,4 m), sau cel din bazinul estic de sub culmile aliniamentului deluros dat de Dealul Românilor (660,5m) - Dealul Nadas (669,2m) și Dealul Brun (715,5m), glacisurile de vale (care dețin cea mai mare extensiune) și glacisurile de luncă, ca cele de la contactul luncii pârâului Ozunca cu versanții săi.

Având în vedere aceste considerente, glacisurile se identifică aproape în toate arealele de racord ale depresiunii cu arealele mai elevate din jurul său. Sunt așa numitele glacisuri de contact cu rama depresiunii.

În sudul bazinului vestic, în zona localității Augustin glacisul poate fi bine definit, atât pe teren, cât și cu ajutorul profilului transversale ale versantului (fig. 13 și 14). Panta se încadrează predominant în clasele 3 ($6^{\circ} - 10^{\circ}$) și 4 ($10^{\circ} - 15^{\circ}$), dar sunt și areale din clasa 5 ($15^{\circ} - 25^{\circ}$), dar și din clasa 2 ($2^{\circ} - 6^{\circ}$). O altă caracteristică este fragmentarea acestora de către

organisme torențiale stinse, acoperite de vegetație, chiar și vegetație forestieră. Poziționarea profilelor efectuate este marcată pe harta 11.

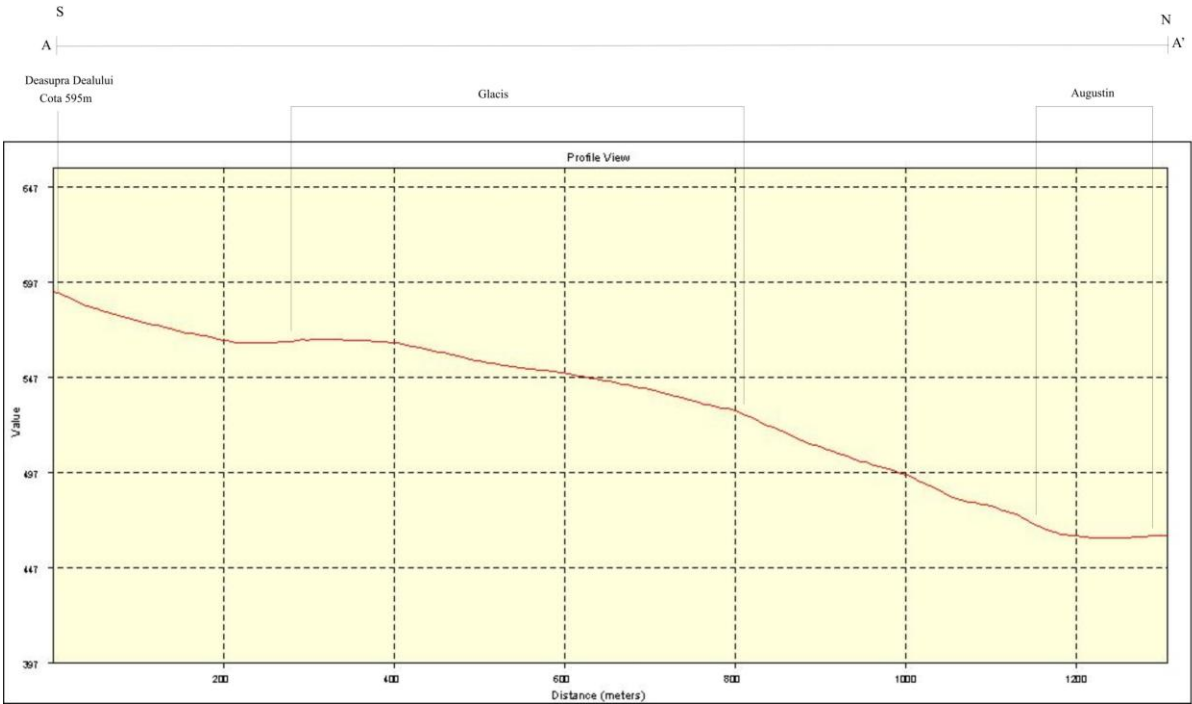


Fig.nr.13: Profil (S-N) prin Dl. Deasupra Dealului (în apropiere de Augustin)

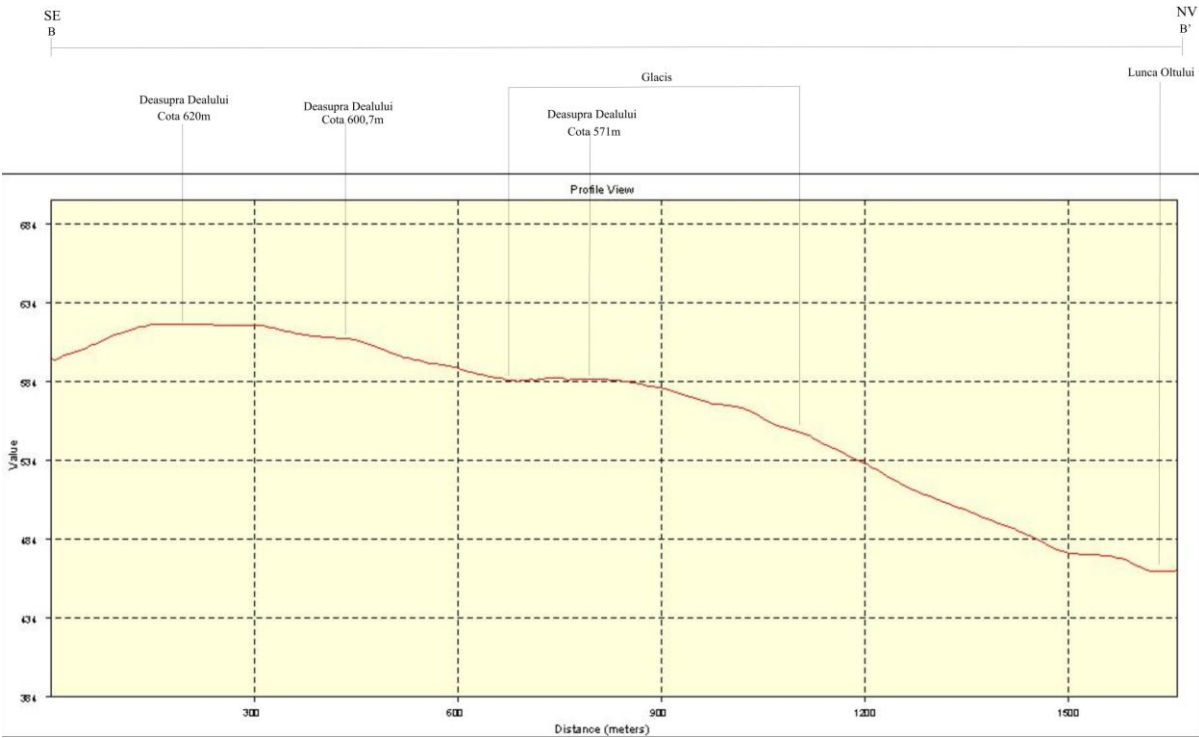


Fig. nr.14: Profil (SE-NV) prin Dl. Deasupra Dealului (în apropiere de Augustin).

În proximitatea localității Augustin, continuând spre nord pe fațada estică a munților Perșani, s-au format glacisuri sub înălțimile care domină golfurile depresionare Racoșul de Sus și Vârghiș. Ele pot fi sesizate atât în teren, cât și pe profilele executate. Cel mai relevant este cel situat în golful Vârghiș (fig. 15.) pe sub vârful Vârghiș Vest (751,3 m). Pe cea mai mare parte a sa înclinarea este cuprinsă între 6° – 10° , nu este afectat de organisme torențiale și alunecări de teren, dar este fragmentat de două pâraie mici.

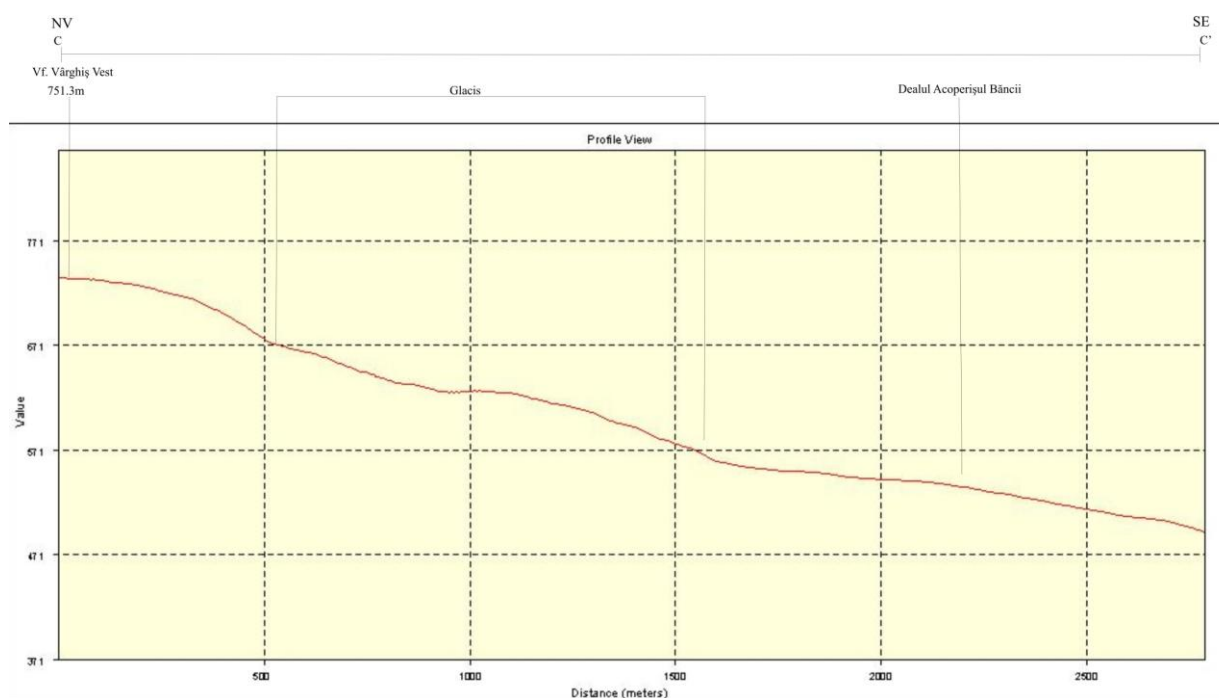


Fig. nr.15: Profil (NV-SE) prin dealul Vârghiș Vest.

În zona localității Doboșeni, sub culmile dealurilor: Dealul Hotarului (620,7 m), Dealul Doboșeni Nord (641,6m), glacisurile sunt ușor sesizabile pe versanți nordici, nord-estici și estici. Pantele lor au înclinații cuprinse între 2° și 10° , încadrându-se astfel în clasele 2 și 3 de pantă. De la nivelul lor pornesc câteva organisme torențiale vechi, stinse, acoperite de vegetație. Pe versanți sudici sunt mai greu de sesizat și au pante mai mari de până la 15° - 25° . De aici pornesc mai multe ravene, dar și două pâraie mici.

În apropierea localității Filia, în jurul culmii dealului Rotund (616,5 m), se pot sesiza aceleași aspecte, ca și în cazul precedentelor înălțimi doar că pe versanți nordici și estici au pante mai reduse comparativ cu versanți sudici și vestici.

Pe versantul stâng al văii Cormoșului, pe marginea estică a bazinului vestic, coborând spre sud, se înșiră Dealul Fântânii, Dealul Tortoma (numit și Biborțeni Nord-Vest – 701,4 m), Dealul Mesteacănul Mare (630,5 m), având rol de cumpănă de ape între Cormoș și pâraul Dungo – afluent al Baraoltului –, s-au dezvoltat glacisuri, purtând câteva elemente distincte. Se pot face referiri la întinderea lor, mult mai mare spre vest, panta mai redusă, 2° – 6° , rareori

depășindu-se 10° , la faptul că includ suprafețe împădurite, sunt fragmentate de afluenții Cormoșului și ai pârâului Baraolt și că nu sunt afectate de organisme torențiale sau alunecări de teren.

La limita sudică a bazinului vestic sistemul de fracturi crustale V – E, în ultimele sale mișcări, a elevat compartimentul Căpeni, care cuprinde Dealul Secerișului (581 m), Dealul Căpeni Nord – Est (557,73 m), Dealul Vârfului (607 m). Înainte de ridicare această porțiune a depresiunii a evoluat ca un imens glacis al versanților nordici ai Munților Baraoltului, care totuși au rămas în poziție suspendată (suprapus horstului) față de acest compartiment. Caracterul de racord al acestui compartiment se poate pune în evidență numai dacă se prelungește printr-un plan imaginar suprafața dată de înclinarea culmilor dealurilor mai sus menționate. (fig.16). În urma evoluției ulterioare a fost intens fragmentat de valea pârâului Căpeni și de către afluenții săi. De fapt acest pârâu a tăiat pe direcția nord-est – sud-vest întregul glacis, făurindu-și un bazin hidrografic asimetric (cu afluenți doar de pe stânga, dinspre Munții Baraolt), despărțind de munți dealurile Secerișului și Căpeni Nord – Est. În cuprinsul glacisului pantele au înclinări de la 2° la 15° . Pe versanți au evoluat mai multe organisme torențiale, în mare parte stinse și stabilizate, unul singur este activ și în prezent iar altul și-a încheiat complet ciclul de evoluție intersectând cumpăna de ape între pârâul Baraolt și pârâul Căpeni.

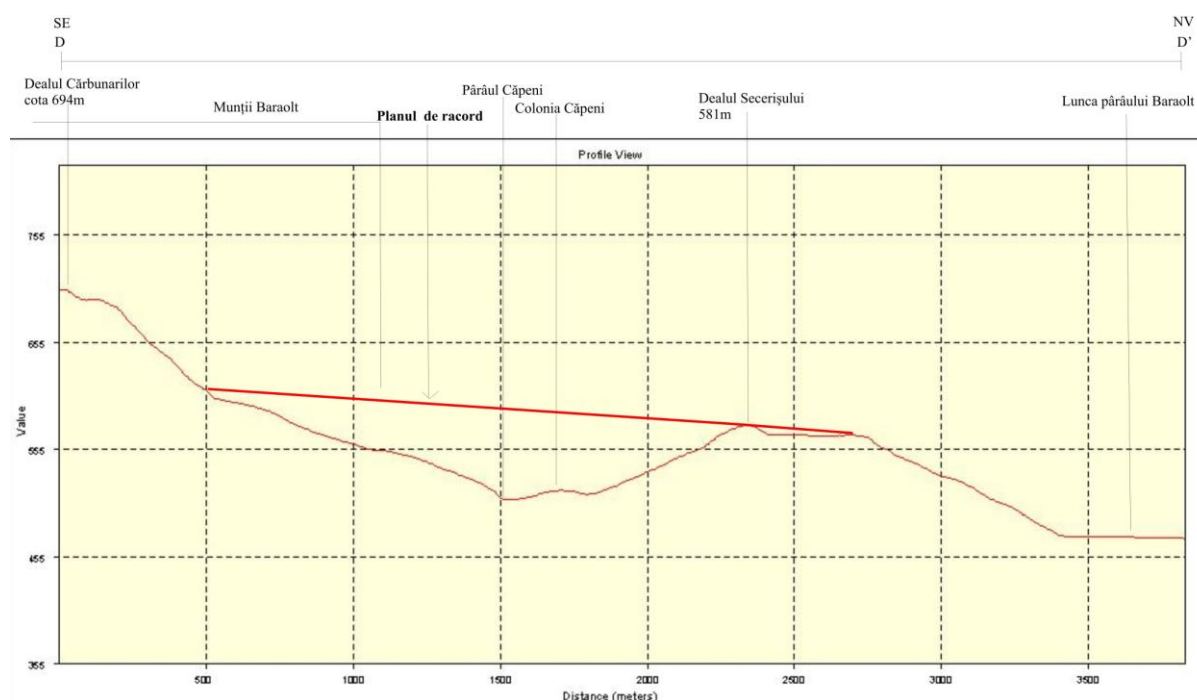


Fig. nr.16: Profil (SE-NV) prin Dealul Cărbunarilor și Dealul Secerișului

În bazinul estic, sub vârful aparatului Tirco (662,5 m) s-a format un glacis de front structural situat la baza andezitelor cu piroxeni din care acesta este alcătuit. Se dezvoltă pe versantul estic și nordic, aproximativ de la altitudinea de 605 m până la 570 m, de la marginea

pădurii care acoperă culmea. (fig. 17). Înclinarea este predominant de $6^{\circ} - 10^{\circ}$ și nu este afectat de procese de versant, în schimb reprezintă zona de obârșie a două văi a căror lățime depășește 260 m.

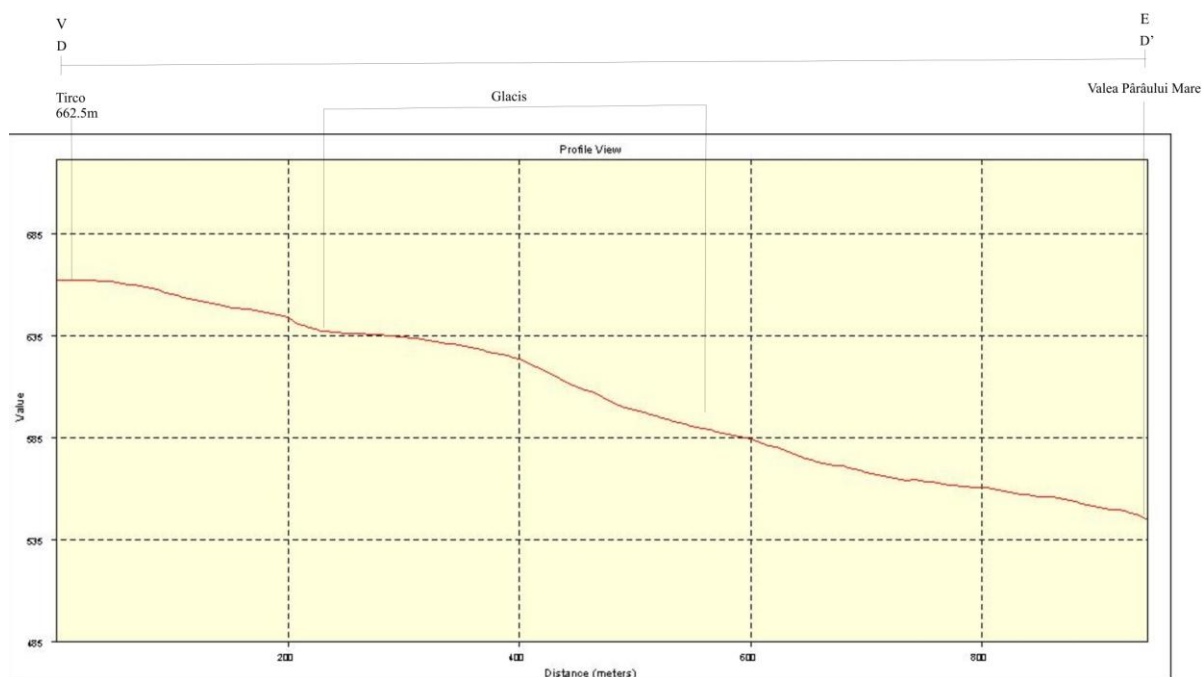


Fig. nr.17: Profil (V-E) prin Vârful Tirco.

Spre nord, pe marginea vestică a bazinului estic, se sesizează o situație similară cu cea din bazinul vestic, înșirându-se aici culmile: Dealul Românului (672,4 m), Dealul Nadaș (669,2 m), Dealul Brun (715,5 m), care domină versantul estic al văii pârâului Baraolt. Glacisurile, de vale, se regăsesc ca o fâșie prelungă sub culmile acestor dealuri. Diferența față de bazinul vestic este că de aici izvoresc mai multe ape curgătoare scurte, cu debite mici, afluenți de dreapta ai Baraoltului. Prin urmare, sunt mai fragmentate de obârșiile acestora, cât și de organisme torențiale vechi, stinse, fixate printr-un covor vegetal.

În partea de est a bazinului estic, la contactul cu Munții Baraolt, Pârâul Sugo și-a stabilit cursul pe falia de margine, situată la baza versantului iar limita depresiunii a fost trasată exact pe acest curs. Prin urmare, glacisurile structurale situate la niveluri superioare în această zonă marginală a Munților Baraolt, nu se înscriu în arealul investigat. În sudul acestui bazin s-au identificat glacisuri la racordul horstului, reprezentat de Vf. Cetății (614,1 m) cu arealele de la poalele sale. Pe fațada sa nordică, cu toate că probabil procesele de formare a glacisului s-au desfășurat, astăzi aceste forme nu pot fi identificate nici pe teren, nici prin analiză morfografică (fig.18) La nord de respectivul horst se află falia crustală V – E, în lungul căreia s-a instalat

pârâul Baraolt. Astfel materialele rezultate din procesele de eroziune și transport nu s-au putut depune fiind, în majoritatea lor, preluate și transportate mai departe de către pârâu.

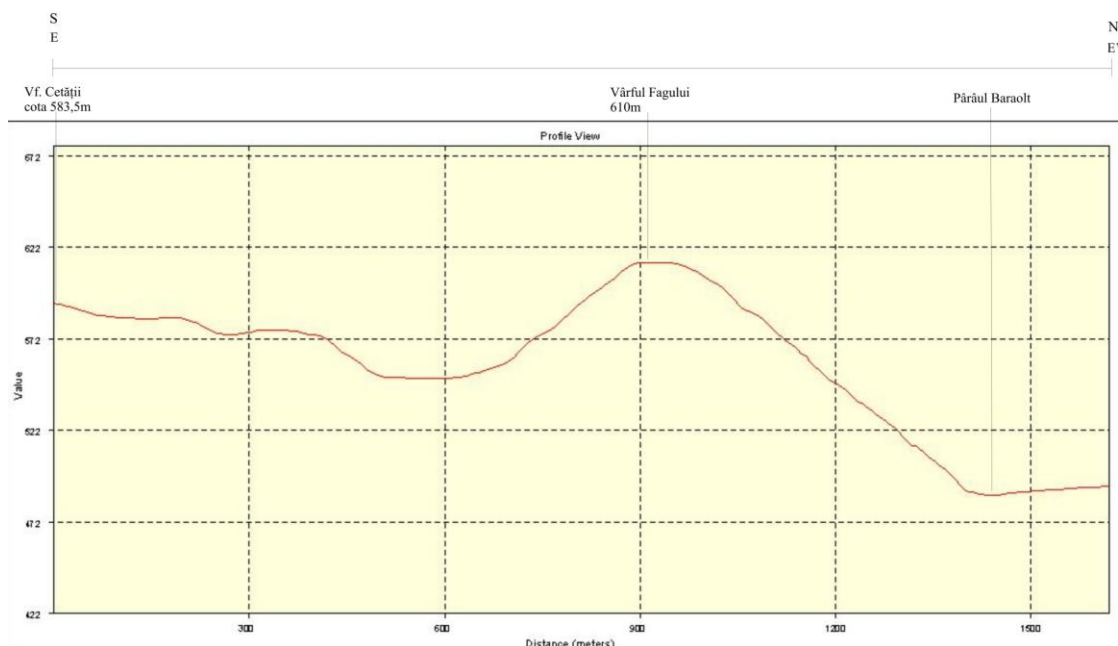


Fig. nr.18: Profil (N-S) prin Vârful Cetății – Vârful Fagului.

Continuând spre est, pe fațada nord-estică, se pot identifica glacisuri de vale chiar și mai departe, spre est-nord-est. (fig. 19.) Ele se dispun imediat sub arealul de culme și au înclinări de pâna 10° . Acest glacis este parazitat de trei organisme torențiale vechi, stinse, acoperite de vegetație. Vechile conuri de dejecție s-au așternut înainte de debușeu în lunca pârâului Baraolt, formând glacisuri coluvio-proluviale cu pante mai reduse ($0^\circ - 6^\circ$).

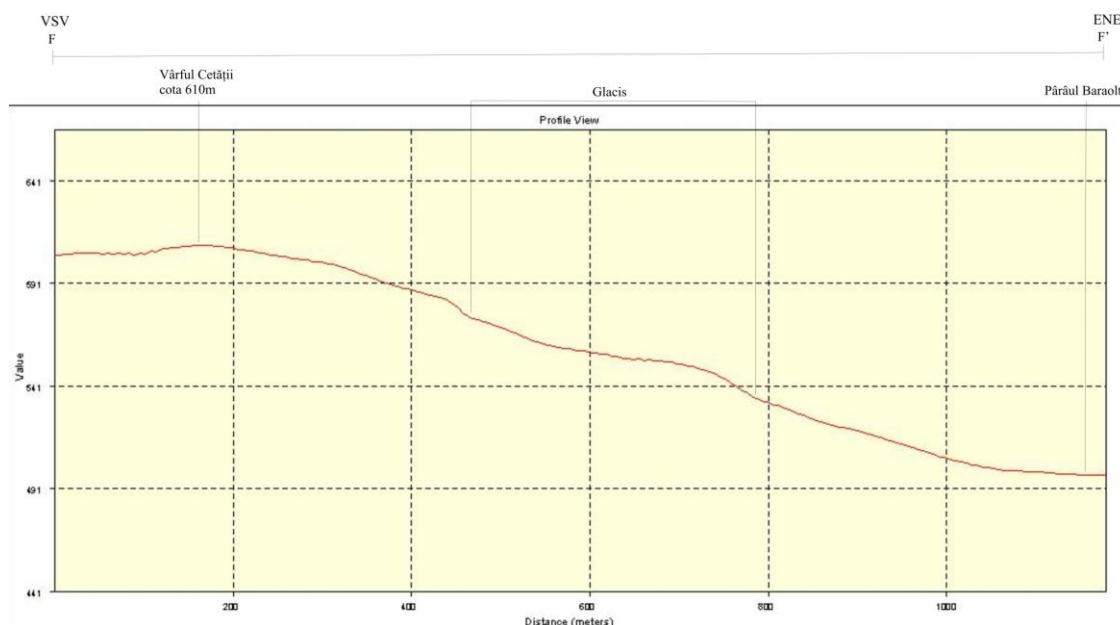


Fig. nr.19: Profil (VSV-ENE) prin Vârful Cetății

Pe fațada estică a horstului a evoluat cuveta Bodoș, în care glacisurile se pot identifica la mică distanță de culmile care înconjoară acest areal aparte al depresiunii. Pe versanții sudici și nordici ai cuvetei predomină pantele cu valori situate între 6° - 10° . În ansamblu, sunt organisme torențiale stinse și alunecări de teren momentan stabilizate. O situație aparte o prezintă acele porțiuni ale glacisurilor, pe care s-a depozitat sterilul rezultat din deschiderea carierei Bodoș. După lucrările de închidere și ecologizare acest material a fost relocalat, tasat și înierbat. Cu toate acestea este afectat de procese de versant. Glacisurile de eroziune cele mai vechi se găsesc la poalele platoului vulcanic din partea de nord-est în timp ce cele mai recente, acumulative sunt glacisurile de luncă ce reprezintă suprafețe de racord între treapta luncilor vatra depresiionară. La poalele platoului vulcanic se găsește o suprafață de racord cu lunca pârauului Baraolt și a afluenților săi de lățime variabilă, având caracter coluvial (fig. 20.). Pe alocuri este întreruptă de conuri de dejecție nu prea întinse ale organismelor torențiale care coboară de pe fruntea platoului – proluvii. Acestea sunt puține la număr și sunt inactive având covor vegetal – în mare parte pădure. Pantele acestor fâșii de racord se înscriu între 2° și 6° , mai rar, ajung la 10° .

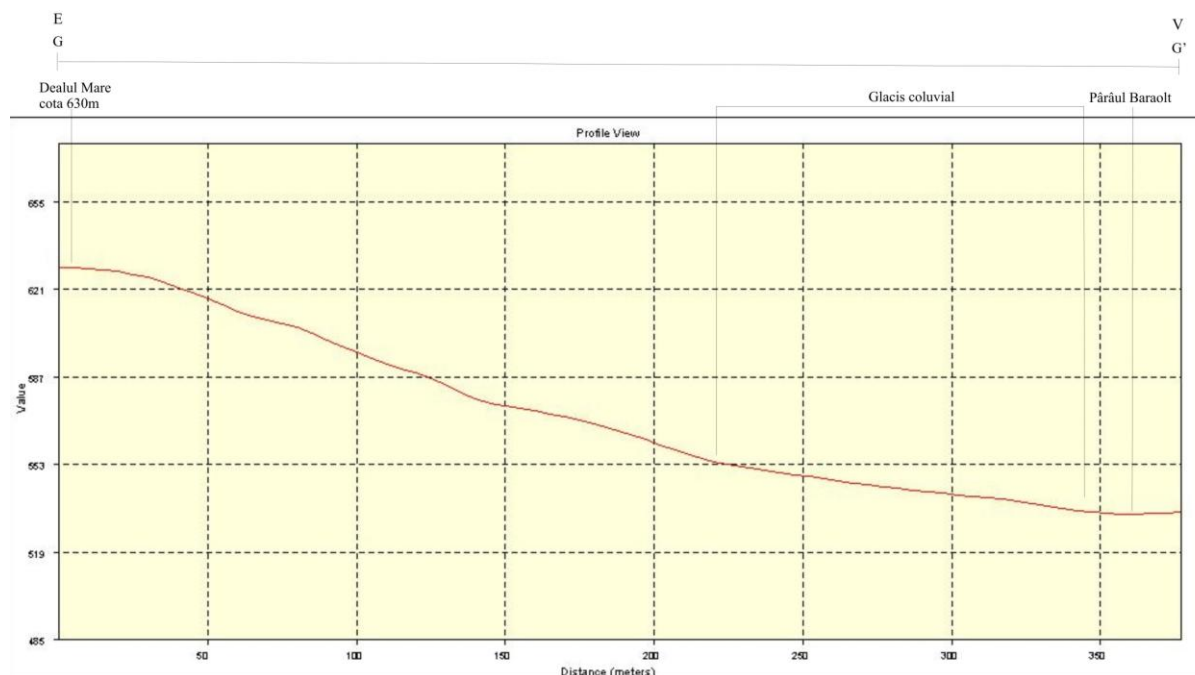
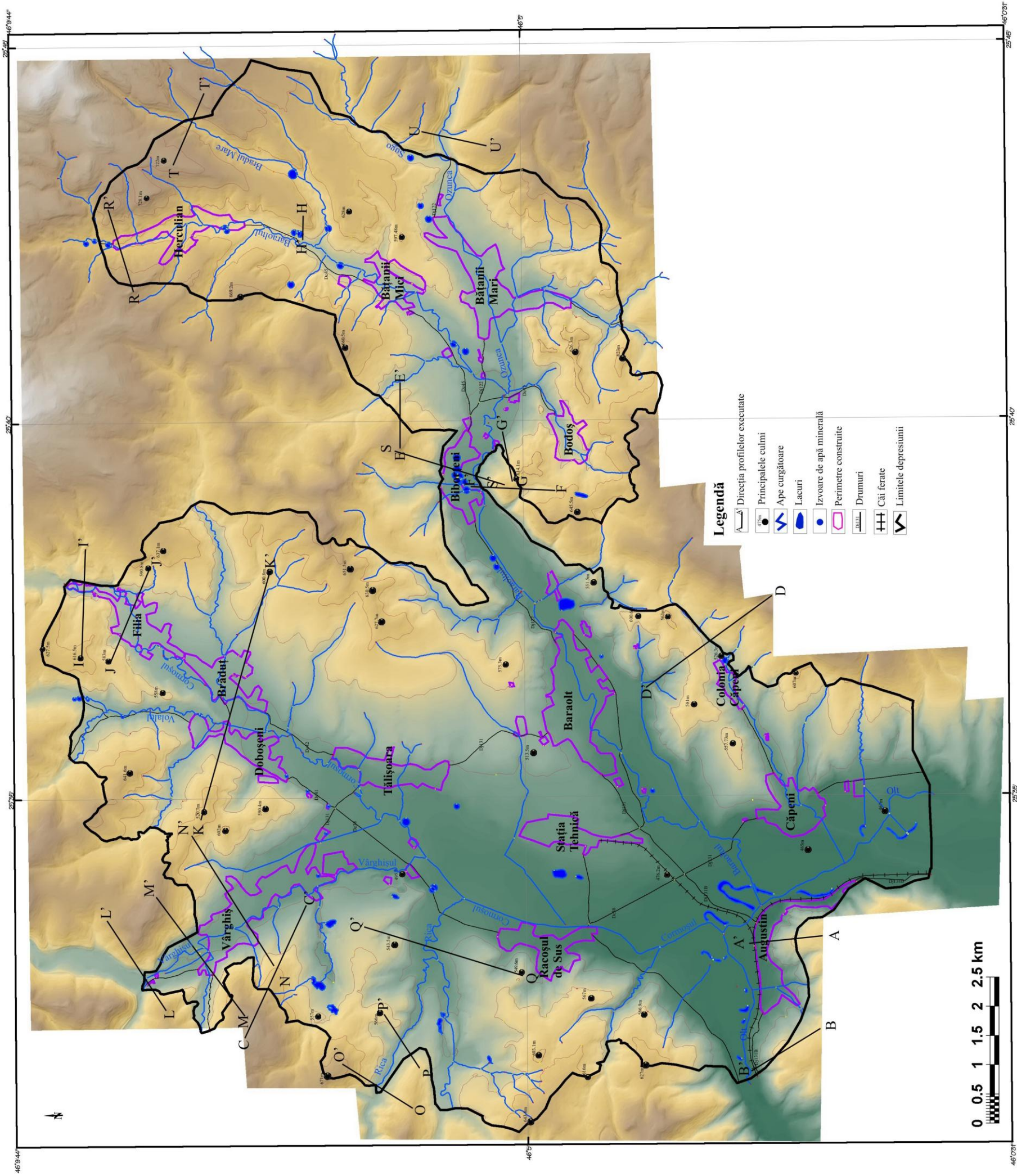


Fig. nr.20: Profil (E-V) prin fruntea platoului vulcanic la Dealul Mare.

Cea de-a doua generație de glacisuri se poate pune în evidență ca suprafață de racord între luncile văilor mari ale depresiunii și părțile inferioare ale versanților lor sau terasele aluviale (dominante în vatra depresiionară). Ele nu formează o fâșie continuă, fiind mai bine individualizate la gurile de vărsare ale afluenților sau la debușarea unor organisme torențiale vechi, stinse.



Harta nr.11: Depresiunea Baraoltului: Harta localizării profilurilor morfologice

Ca urmare, sunt conuri de dejecție de diferite mărimi, adică proluvii, iar în cazul intrării în lunci a unor afluenți aceste conuri capătă caracter aluvio – proluvial. Panta lor este situată între 2° și 6° și, după cum s-a arătat, se includ în categoria glacisurilor de luncă sau de terasă.

În concluzie, în Depresiunea Baraoltului glacisurile constituie un element reprezentativ de ordin geomorfologic și peisagistic.

5.2.2. *Relieful structural*

Morfologia condiționată de particularitățile tecto-structurale ale substratului este, la rândul său, extrem de reprezentativă în Depresiunea Baraoltului și se leagă, îndeosebi, de prezența formelor aferente reliefului disjunctiv al faliilor (diferențierile sub formă de horsturi și grabene) a suprafețelor și a abrupturilor structurale dezvoltate pe structurile vulcanogen sedimentare, a versanților asimetrice etc.

Deoarece în capitolul 4., subcapitolul 4.4. au fost prezentate detaliat, atât condiționările genetice impuse de către componenții și factorii geologici, cât și modul în care aceștia se materializează și se diferențiază în peisaj sub aspect geomorfologic, apreciem că reluarea acestor elemente ar conferi textului o prea mare redundanță datorită repetițiilor ce nu ar putea fi evitate. De aceea, am considerat mai oportun să consemnăm această realitate elocventă fără a relua aspectele particulare analizate anterior.

5.2.3. *Relieful petrografic*

Suita de roci care alcătuiesc stiva de molasă depusă discordant pe fundamentul depresiunii, este redată separat pentru cele două bazine de coloanele litologice sintetice întocmite de László A., pe baza a 318 foraje (fig. 3). Prin evaluarea lor și prin observațiile în teren asupra deschiderilor naturale, constatăm că rocile care s-au impus în modelarea selectivă a reliefului sunt marnele, argilele, nisipurile, pietrișurile (complexul psefitic și psefito - psamitic), nivelul vulcano – sedimentar superior. Toate sunt rezultate din diverse procese de sedimentare, ceea ce le conferă acele proprietăți pe baza cărora se comportă față de procesele de modelare. Se au în vedere: porozitatea, permeabilitatea, rezistența mecanică foarte mică în cazul nisipurilor, impermeabilitatea, omogenitatea, plasticitatea în cazul argilelor și marnelor, porozitatea, permeabilitatea, eterogenitatea, rezistența mecanică mai mare în cazul vulcano-sedimentelor. Unele dintre aceste proprietăți sunt asemănătoare, altele sunt contrare. Pe baza acestei deosebiri și asemănări de proprietăți și comportament, sub influența agenților modelatori externi relieful depresiunii a evoluat diferențiat. Pe de o parte s-a format un relief pe rocile moi, omogene, pe de altă parte altul pe roci mai rezistente, eterogene.

Se identifică sudul, vestul, centrul bazinului vestic (golfurile depresionare Racoșul de Sus, Vârghiș, compartimentul Căpeni) sudul și sud-estul bazinului estic (cuveta Bodoș) cu predominanța rocilor moi: marne, argile, nisipuri. În asemenea condiții prin conlucrarea dintre roca, având aceste proprietăți, și agenții modelatori externi s-a (auto)organizat un relief în care predomină pantele domoale ($2^{\circ} - 6^{\circ} - 10^{\circ}$, rareori $10^{\circ} - 15^{\circ}$), culmile largi, ușor bombate, cu înclinări ce nu depășesc $0^{\circ} - 2^{\circ}$, iar ca altitudine se încadrează între 550 și 620 m. Se pot exemplifica în sud și în compartimentul Căpeni: Dealul Vârfului (607 m), Dealul Căpeni Nord – Est (557,73 m), Dealul Secerișului (581 m), în vestul bazinului vestic: Dealul Pustnicului (566,9 m), Dealul Bonța (603,1 m), apoi în Golful Racoșul de Sus: Dealul Muntele Câmpiei (572,2 m), Dealul Valea Mare (566 m), în golful Vârghiș: Dealul Rădăcini (558 m), Dealul Acoperișul Băncii (540 m), iar în centru sunt Dealul Mesteacănul Mare (627,7 m) și Dealul Baraolt Nord (575,3 m). Adâncimile relative ale fragmentării acestor dealuri sunt predominant între 30 și 60 m.

În bazinul estic relieful format pe rocile moi diferă puțin de cel din bazinul vestic prin înclinarea mai mare a versanților, cu predominanța valorilor de $6^{\circ} - 10^{\circ}$ și $10^{\circ} - 15^{\circ}$, culmi mai înguste dar cu suprafața aproape plană (înclinare $0^{\circ} - 2^{\circ}$), altitudine puțin mai mare, cu predominanța vârfurilor de peste 600 m, adâncimi relative ale fragmentării cu valori de 30 – 60 m, ocupă suprafețe mai mari. Se exemplifică prin: dealurile Cinodului, care este o suită de spinări deluroase situate la sud de localitatea Bățani, apoi dealurile care mărginesc spre est și sud cuveta Bodoș (Dealul Mestecănișului Mic 626,3 m, Dealul Gaura Mică 623 m).

Nivelul superior vulcano – sedimentar domină partea de nord a bazinului vestic, precum și nordul și nord-estul bazinului estic. Pentru a înțelege diferențele între relieful format pe acest component petrografic din bazinul vestic și cel estic, este necesară detalierea a câtorva aspecte legate de acest nivel.

Pe baza analizei radiometrice a componentelor, realizat de László A (1999)„ la care se adaugă fosilele de mamifere, s-a stabilit că aceste sedimente vulcanice s-au format în ultimele faze de erupție a aparatelor vulcanice Cucu și Pilișca care au avut loc pe tot parcursul Pleistocenului inferior și mediu. Extinderea mai mică decât a celorlalte două nivele și grosimea relativ mare, cuprinsă între 100 și 150 m poate să însemne că activitatea vulcanică a fost mai liniștită, dar mai constantă. Pe lângă aceste elemente trebuie avute în vedere și mediul în care s-a desfășurat depunerea, distanța de la sursă și procesele care s-au desfășurat în timpul sedimentării/ acumulării.

În perioada menționată, în cea mai mare parte a bazinului vestic este un mediu lacustru, mlăștinos, astfel depunerea s-a realizat în acest lac, în parte gravitațional dar în cea mai mare

parte prin resedimentare. Nivelul superior vulcano – sedimentar este alcătuit în această parte a depresiunii din material vulcanic fin, tufuri de diferite granulații, lapilli, cu intercalații de depozite sedimentare, diatomite, argile, piatră ponce. Cele care au fost resedimentate, s-au așternut de la nord sau nord–nord–est spre sud sau sud–sud–est, ajungând în nordul bazinului vestic cu precădere cele fine. Datorită acestei structurări variate, ele nu opun rezistență mare la activitatea proceselor de modelare externă.

Aspectul reliefului care a rezultat, în astfel de condiții, la prima vedere nu diferă prea mult de aspectul celui prezentat mai înainte. Astfel în partea de nord a bazinului vestic este un relief deluros cu pante de 6° – 10° – 15° , dar apar și pantele de 15° – 25° . Culmile sunt ușor bombate, nu prea largi, de 50 – 100 m, cu pante de 0° – 2° . Înălțimile sunt mai mari de 600 m, iar adâncimea relativă a fragmentării este predominant între 30 și 60 m, dar și între 10 și 30 m. În acest areal se află dealul Doboșeni Nord (641,6 m), Dealul Rotund (616,5 m), Dealul Fântânii (637,1 m).

La sud de valea pârauului Agriș nivelul vulcano – sedimentar superior se schimbă structural: predomină nisipurile vulcanogene cu fragmente de piatră ponce. Având această condiționare, relieful este ușor undulat, slab înclinat, la o altitudine ce scade de la est la vest de la 570 – 580 m, până la nivelul luncii Cormoșului, la 500 m. Înclinarea are valori cuprinse între 2° – 6° , dar sunt și porțiuni ce au între 0° – 2° . Adâncimea relativă a fragmentării este cuprinsă între 10 și 30 m, cu areale unde acest indicator are și valori situate între 5 și 10 m.

În bazinul estic componentele nivelului superior vulcano – sedimentar se schimbă substanțial. Apropierea de aparatele vulcanice din care provin (cca. 9 km de aparatul Cucu și cca 6 km de Pilișca), modul de depunere – subaerian –, toate au contribuit la această diferență. Pe baza coloanelor litologice din forajele de pe valea pârauului Herculan, Bradul și din centrul localității Herculan, a deschiderilor naturale și artificiale din zonă, se pot evidenția elementele petrografice, care, datorită proprietăților lor elementare, au impus o evoluție diferită a reliefului din această parte a depresiunii. Predomină aglomeratele vulcanice andezitice și dacitice, apoi dacit cu amfibol și biotit, chiar și curgeri de lave de natură andezitică și dacitică, bolovănișuri, pietrișuri, rar nisipuri, ultimele trei fiind rezultatul unei resedimentări fluviale.

În asemenea condiții relieful care s-a format la est de valea pârauului Baraolt, are aspectul unei suprafețe plane, ușor bombate, ce se apleacă ușor de la nord – est la sud – vest, de la 740 – 700m la 650 – 615m, în care s-au adâncit pâraurile Bradul Mare, Bradul Mic, Ulmul, Sugó. Aceste pârauri împart acest sector în trei compartimente având aspectul amintit mai sus: Dealul Mare (722,6m), Dealul Ulmului (726,7m, în afara limitelor depresiunii), Dealul Pietros (738m, în afara limitelor depresiunii) – Dealul Botul Dungilor (636m). Înclinarea acestei suprafețe este

între $0^{\circ} - 2^{\circ}$, cu o creștere ușoară spre margini, la valori cuprinse între 2° și 6° ; adâncimea fragmentării are valori mici: între 0 – 2 m și 2 – 5 m. Versanții văilor care o fragmentează au pante mari și foarte mari, cu înclinări cuprinse între 15° și 25° , dar și areale unde depășesc 25° . În zona acestor văi adâncimea fragmentării are valori de 30 – 60 m și 60 – 100 m.

Având în vedere elementele substratului, și forma care a evoluat sub influența proceselor de modelare externă, arealul încadrat de pârâul Baraolt la vest, pârâul Súgó la est, abrupturile Dealului Botul Dungilor la sud, se definește ca platou vulcanic.

La vest de pârâul Baraolt se înșiră de la sud la nord: Dealul Românului (672,4 m), Dealul Nadaș (669,2 m), Dealul Brun (715,5 m), care prezintă la zi, la rândul lor, nivelul vulcano – sedimentar superior fără a dezvolta însă aspectul de platou. Cauza se găsește tot în componentele acestei structuri petrografice, în care predomină elementele ale căror proprietăți au permis agenții modelatori să aibă o acțiune mai distructivă. Predomină tufurile de diferite granulații, lapilli vulcanici, puține aglomerate andezitice și dacitice și cel mai important – fără curgeri de lave, acestea din urmă extinzându-se până la valea pârâului Herculan. Așa cum s-a mai arătat, acest complex petrografic s-a așternut în bazinul estic în mediu subaerian, fiind imediat afectat de forțele de modelare externe, deci acțiunea lor durează de o perioadă mai îndelungată decât în bazinul vestic.

Într-o asemenea condiționare aceste dealuri au asemănări cu cele din nordul bazinului vestic, dar și deosebiri, care le individualizează. Altitudinea lor depășește 650 m, culmile nu sunt largi, dar sunt ușor rotunjite, cu înclinări de $0^{\circ} - 2^{\circ}$. Lățimea acestor areale cu înclinare foarte slabă se cifrează la cca. 50 m în Dealul Brun și abia ajunge la 100 m în Dealul Românului. Pantele versanților au valori cuprinse, predominant, între 10° și 15° , doar glacisurile au o înclinare mai slabă. Adâncimea relativă a fragmentării are valori de 30 – 60 m în toate cele trei dealuri, numai spre culmi scade la 10 – 30 m.

În Depresiunea Baraoltului diferențele petrografice între zonele de extindere a complexului vulcano – sedimentar superior și cele în care acesta lipsește, induc diferențe în modul în care forțele modelatoare au reușit să formeze relieful. Mai mult decât atât, diferențele în structura petrografică de amănunt a acestui complex, precum și mediul în care s-a așternut, diferențiază formele care au evoluat pe suprafața lui.

Astfel în partea de sud, vest, centru, unde sunt la zi elemente petrografice moi: marne, argile, nisipuri, este un relief deluros cu pante domoale, culmi rotunjite, largi, a căror altitudine abia depășește 600 m în trei vârfuri (Dealul Vârfului 607 m, Dealul Mesteacănu Mare 627,7m, Dealul Mestecănișului Mic 626,3m), cu o adâncime relativă a fragmentării ce depășește doar pe alocuri 10 – 30m, unde se încadrează și valoarea medie a depresiunii (26,4m), cu numeroase

urme de organisme torențiale stinse. Diferențele între bazinul vestic și cel estic, în ceea ce privește relieful format pe aceste roci, sunt nesemnificative.

În partea de nord, unde elementele petrografice de origine vulcanică sunt la zi, s-au relevat diferențe atât între bazinul vestic și cel estic, cât și în interiorul acestuia din urmă. În bazinul vestic materialele vulcanice mai fine depuse într-un mediu lacustru au generat un relief de altitudine ce nu depășește 600m doar în extremitatea nordică, culmi largi, pante domoale, cu urme de organisme torențiale stinse. În vestul bazinului estic, o oarecare asemănare de componenți ai vulcano – sedimentelor, dar depunerea într-un mediu subaerian și evoluție mai îndelungată, a dus la un relief de dealuri mai înalte, ce depășesc 650 m, chiar 700 m, având culmi mai înguste. Un număr semnificativ de organisme torențiale au căpătat caracter permanent.

Cel mai reprezentativ relief impus de complexul vulcano-sedimentar superior este platoul vulcanic, extins la est de valea pârâului Baraolt. Între limitele trasate pentru zona de studiu, această suprafață a fost fragmentată în trei sectoare. Platoul vulcanic se pierde spre nord – nord – est, acolo unde încep conurile vulcanice îngemănate și văile se adună căpătând caracter de barrancos-uri.

5.2.4. *Relieful fluvial*

Pentru întreaga arie a Harghitei de Sud, a Munților Baraoltului, a Munților Perșani și actualei Depresiuni a Baraoltului nivelul de bază al văilor și interfluviilor peneplenei Cretacice pare să fi fost reprezentat de nivelul suprafeței lacului din Bazinul Transilvan. Ca urmare, orientarea generală și aspectul formelor de relief fluvial era nord-est – sud-vest. Afundarea și apoi formarea stivei de molasă a schimbat treptat acest nivel, cel local actual fiind reprezentat de râul Olt, ceea ce a modificat radical configurația inițială. Așa cum în procesul de scufundare un rol incontestabil i-a revenit tectonicii rupturale, cu seriile de falii N – S, V – E, NV – SE, tot așa, în organizarea ulterioară a rețelei de văi, aceasta s-a impus prin menținerea unor linii de maximă adâncime (niveluri de bază locale), spre care se puteau îndrepta și apoi se puteau instala apele curgătoare.

Însăși configurația generală a Depresiunii Baraoltului, cu prezența celor două bazine alungite pe direcția nord – sud, este o condiționare a tectonicii dar, în același timp și un rezultat al modelării fluviale exercitate de principalele artere hidrografice care s-au „mulat” pe acestea Cormoșul, în bazinul vestic, respectiv Baraoltul, bazinul estic.

Sudul celor două bazine nu iese din acest tipar. Falia crustală V – E a „trasat” o linie directoare pentru evoluția văii pârâului Ozunca, iar după confluența cu Baraoltul pentru aceasta din urmă, apoi și pentru cea a Oltului.

Valea Cormoșului își are obârșiiile în craterul Luci – Lazul format în urma activității acestei structuri vulcanice în urmă cu 4,4 și 3,9 MA (Dacian) – perioada aproximativă a încetării primei faze de erupții (László, A., 1999). Nivelul de bază era lacul pliocen care acoperea actuala Depresiune a Baraoltului. Evoluția văii s-a făcut în ambele sensuri, în aval pe măsura retragerii lacului și în amonte prin eroziune regresivă. În Romanian, când, ca urmare a depunerii masive a complexul vulcano – sedimentar median, întreaga depresiune este uscat pentru un scurt timp, Cormoșul a pătruns în aria depresionară. Scufundarea care a urmat și stiva groasă de marne cu ostracode au șters toate urmele acestei văi. S-a mai amintit că, în bazinul vestic suprafața acvatică a persistat până în Pleistocenul mediu-inferior, rămânând nivel de bază pentru această vale tot acest timp, dar și mediu de depunere a tuturor aluviunilor transportate. Valea Cormoșului de azi, mai precis sectorul din Depresiunea Baraoltului, își începe evoluția în perioada definitivării bazinului vestic ca suprafață mlăștinoasă, cu ochiuri de apă, la sfârșitul Pleistocenului inferior și începutul Cuaternarului.

La pătrunderea în depresiune, la cota 527,6 m, valea lunca văii Cormoșului este relativ extinsă (cca. 40 m lățime) iar adâncimea relativă a văii în acest punct este de 89m (fig. 21). Panta talvegului este redusă, meandrarea este slabă, datorată mai degrabă ocolirii conurilor de dejecție a văiugilor afluate, decât pantei reduse. Albia minoră se situează cu 1 – 1,5 m sub nivelul luncii. Asimetria, care se poate observa pe profilul transversal, este condiționată de una dintre faliile sistemului ruptural al Cormoșului. (harta 11)

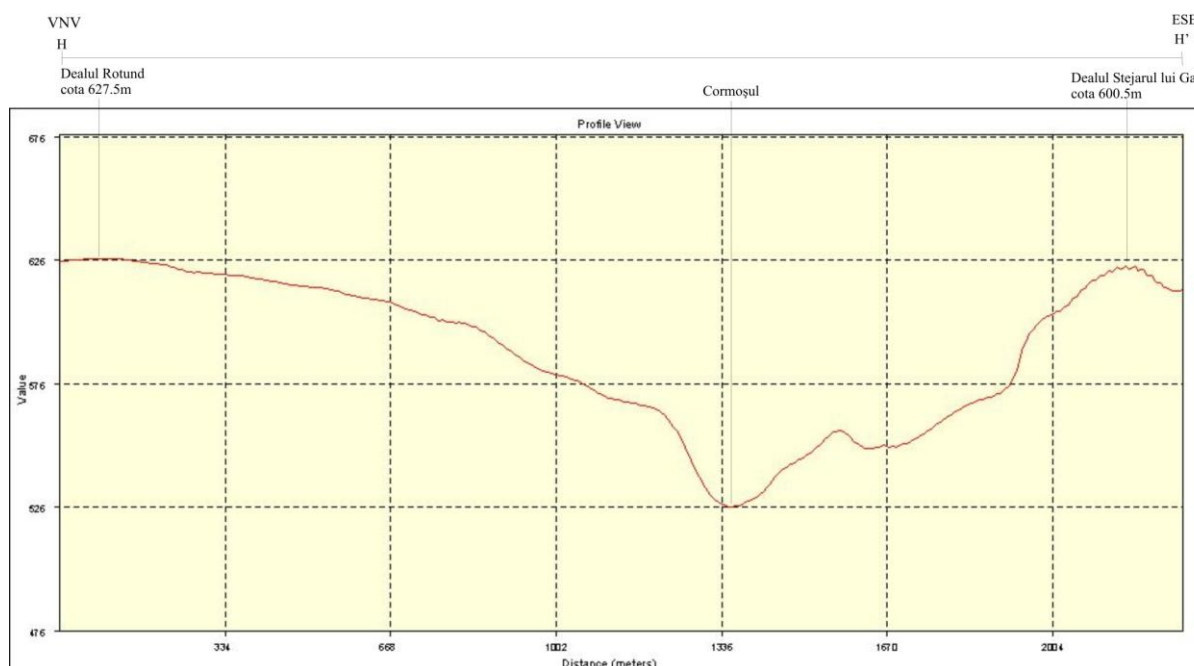


Fig. nr.21: Profil prin valea Cormoșului la intrarea în depresiune.

În aval cu un kilometru (cota 517,5 m) valea începe să se lărgescă: la nivelul interfluviului (Dealul Acoperișul Umbrei 583 m – Dealul Fântânii 637,1 m) are 2107 m, iar lunca aproximativ 250 m lățime, profilul capătă forma de U care păstrează o ușoară asimetrie pe versantul drept, vestic (fig 22). În afara tendinței de lărgire continuă nici un alt aspect nu se schimbă. Abia la cca. 3 kilometri tendința de meandrare devine evidentă, talvegul se află la cota 504,2 m, iar lunca este largă, de aproximativ 1600 m. Pe profilul transversal executat în acest punct, (fig. 23) între Dealul Hotarului (620,7 m) și Dealul Rotund (cota 600,8 m), apare pe versantul stâng (estic) o treaptă la 28 m înălțime relativă ce pare a fi o terasă.

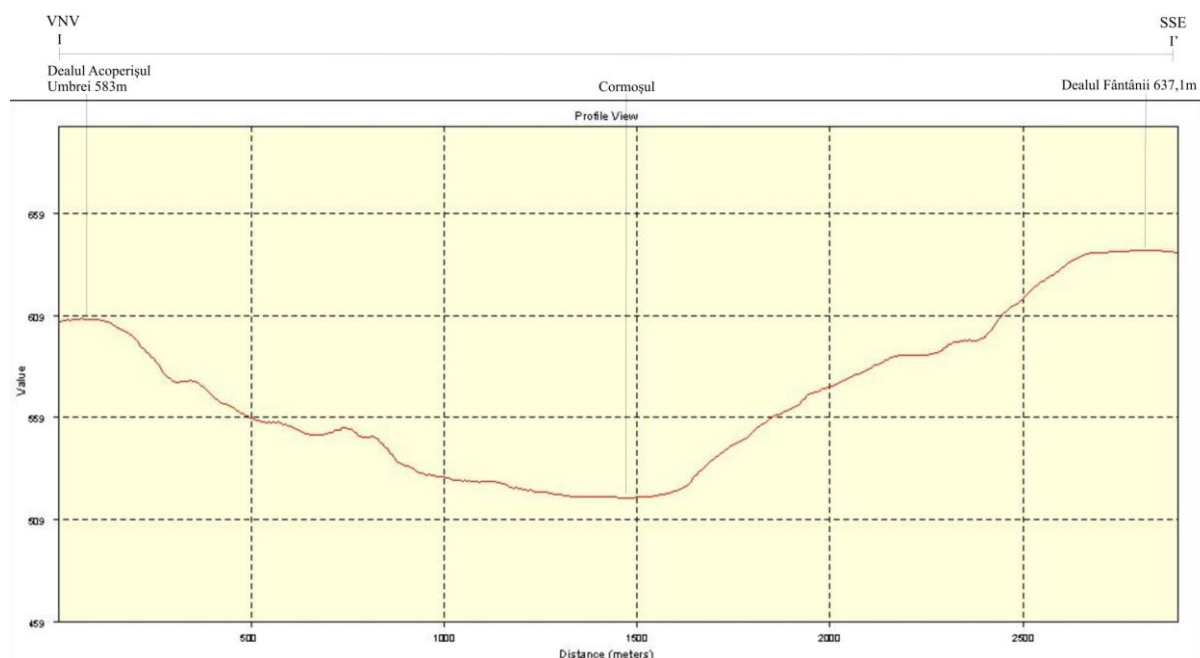


Fig. nr.22: Profil prin valea Cormoșului la 1km de la intrarea în depresiune.

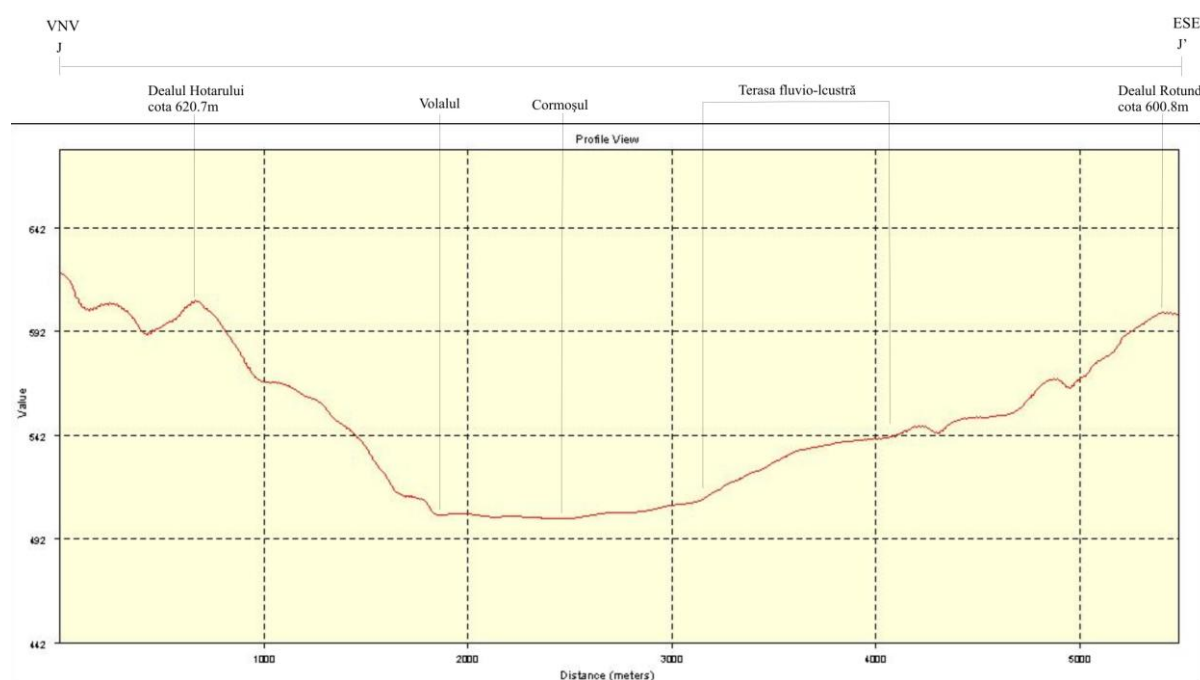


Fig. nr.23: Profil prin valea Cormoșului cu terasa fluvio-lacustră.

Formarea acestei terase trebuie legată de o serie de evenimente paleogeografice precum: existența unui nivel de bază scăzut pentru stimularea procesului de adâncire a văii, urmat de ridicarea acestuia pentru a se permite „căptușirea” văii cu depozite fluviale, derularea unei noi miscări de coborâre a nivelului de bază pentru o nouă adâncire ce determină incizarea nivelului de terasă. Oscilațiile nivelului de bază general au avut loc în Pleistocen și s-au datorat existenței unor faze glaciare (schimbări de fază ale climatului local). Toate aceste oscilații surprind acest teritoriu în poziție submersă. Într-o altă ordine de idei, vârsta depozitelor din această terasă este Pleistocen mediu – inferior, (Riss – Würm), formate în mediu lacustru, iar a luncii Holocen, formațiuni fluviale. Pe baza acestor elemente singura explicație a existenței acestei terase este că valea Cormoșului s-a adâncit și și-a format o luncă în depozite lacustre, în momentul și după ce întregul bazin vestic devine uscat. Astfel, asemenea suprafețe cu aspect de terasă, care fac racordul dintre luncă și suprafața de glaciis de pe versanți, pot fi considerate *terase fluvio-lacustre*. Terasa asemănătoare au fost descrise de Băcăințan, N. (1999) în Depresiunea Brașovului la contactul luncii Oltului cu Munții Baraolt, la Arini.

Pentru evidențierea aspectului și particularităților morfologice ale văii Cormoșului, s-au executat încă 11 profile transversale, din kilometru în kilometru, pe lângă primele trei evaluate mai sus, precum și profilul longitudinal. Cele constatate se pot rezuma după cum urmează:

1) Creșterea lățimii este continuă până în zona golfului depresionar Racoșul de Sus, unde atinge aproape 6 km, din care 2 km reprezintă lunca.

2) Meandrarea, proces datorat reducerii pantei profilului longitudinal, devine dominantă la 4 km de la intrarea în depresiune. În porțiunea de luncă dintre localitățile Tălișoara și Doboșeni, înainte de confluența cu valea Vârghișului, se constată o zonă cu meandrare mai accentuată în condiții de panta mai redusă, lunca pare fără scurgere și prezintă tendințe de înmlăștinire.

3) În aval de confluența cu Vârghișul, ca urmare a aportului de energie cinetică și de volum de apă, după un areal caracterizat de o meandrare puternică, apare o rupere de echilibru. În acest sector înclinarea patului albiei crește pe o distanță redusă, după care Cormoșul revine la procesul de meandrare. Un argument important este oferit de mai multe albiei părăsite din cadrul luncii, identificate prin interpretare (foto 6).

4) Terasa fluvio-lacustră descrisă anterior urmărește Valea Cormoșului, pe versantul său stâng, până în apropiere de confluența cu valea Baraoltului, ultima ei prezență în relief fiind caracterizată de un promontoriu sub formă de pînten, ce se ridică deasupra luncii cu 10,35 m (Augustin Nord-Est 476,2 m). Pe versantul drept (vestic), se pun în evidență, la o altitudine absolută de aproximativ 530 – 540 m (40 – 70 m altitudine relativă – similară cu cea de pe

versantul vestic), suprafețe reduse ale acestei terase (în dreptul localității Racoșul de Sus). Contactul cu lunca se realizează printr-un abrupt cu valori ale pantei de 6° – 15° , uneori depășind chiar 15° . Această frunte a terasei este afectată de vechi organisme torențiale stinse, transformate în văiugi.

5) Caracterul asimetric din cadrul versantului vestic (drept), poate fi urmărit de-a lungul întregii văi, pe direcția nord - sud. Dacă la intrarea în depresiune asimetria este determinată de falia principală a sistemului ruptural al Cormoșului, spre sud această caracteristică este cauzată de replicile faliei anterior menționate (inclusiv și rupturile de margine de bazin, de-a lungul Munților Perșani). O deschidere a acestui versant, sub forma unui perete vertical, se poate observa în apropiere de intersecția Dj 131 cu Dc 38, la 180 m în direcția localității Doboșeni.

6) Partea superioară a ambilor versanți ai Văii Cormoșului se caracterizează prin prezența unor glacisuri (specificitatea lor a fost analizată într-un capitol anterior).

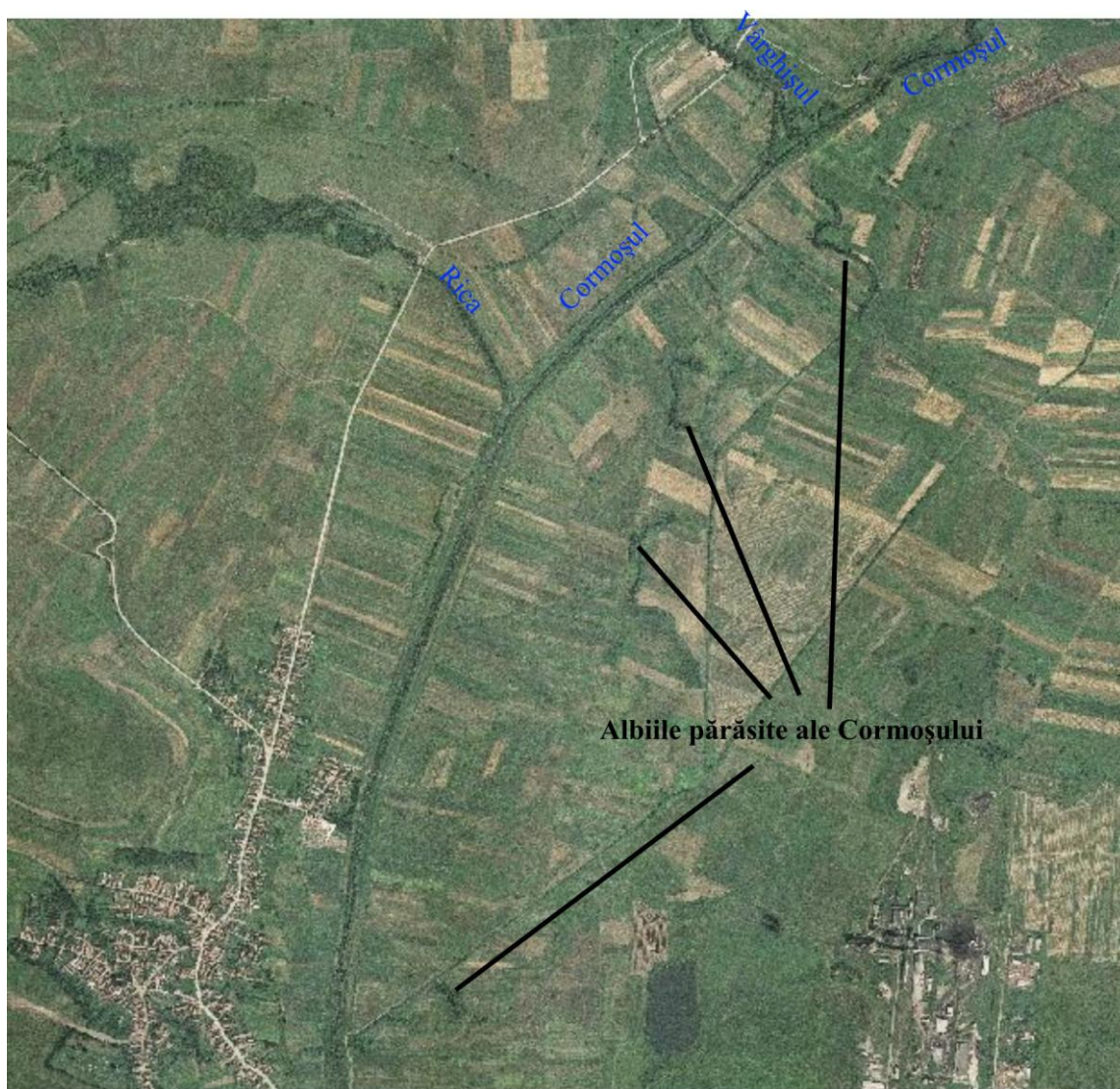


Foto nr.6: Fotograma luncii Cormoșului cu albiile părăsite

Cele mai importante bazine hidrografice ale afluenților Cormoșului sunt cele ale Volalului (cu Stejarul) și Agrișului.

Valea Volalului prezintă un curs paralel cu cel al Cormoșului, având caracteristici similare în sectorul primilor 4 kilometri de la intrarea sa în depresiune. Această vale s-a format pe una din faliile sistemului fractural de orientare N – S, este asimetrică, are câteva meandre în dreptul conurilor de dejecție consolidate ale văiugilor afluate, glacisurile înconjoară Dealul Acoperișul Umbrei (583 m) și Doboșeni Nord (641,6 m), iar principalele interfluvii ce delimitează valea în Depresiunea Baraoltului sunt bine definite în peisaj. Diferențele dintre cele două văi constau în caracterul abrupt al versantului stâng și inexistența teraselor fluvio-lacustre. În ceea ce privește Valea Stejarului (tributară Văii Volalului) demne de menționat sunt următoarele aspecte: este grefată pe o structură faliată (seriile de falii de pe direcția NV – SE), are profil transversal în V, prezintă o asimentrie pe versantul drept (sud-vestic), se caracterizează printr-o serie de praguri în profilul longitudinal al talvegului, nu prezintă meadrări, iar diferența de nivel dintre limita depresiunii și confluența cu Volalul (aflat la 1266 m distanță de la intrarea în depresiune) este de 26,2 m. Toate aceste caracteristici reliefează faptul că Valea Stejarului prezintă o energie cinetică suficient de mare pentru manifestarea procesului de eroziune în adâncime, aspect ce se reflectă în forma profilului transversal.

Valea Agrișului prezintă un aspect radical diferit de cel al văilor prezentate anterior, aceasta fiind singura, de această dimensiune, ce nu este condiționată de un sistem de falii. Zona de obârșie se găsește pe interfluviul Cormoș – Baraolt, acesta reprezintă horstul median și are o orientare generală vest – est. Lățimea Văii Agrișului la intrarea în depresiune este de circa 1887 m (între Dealul Fântânii - 637,1 m și Dealul Rotund - 676,4 m), prezentând o luncă de aproximativ 45 m extindere laterală. Pe cei 4200 m străbătuți de la intrarea în depresiune până la confluența cu Valea Cormoșului, talvegul Agrișului prezintă o diferență de nivel de 48 m. Această vale s-a dezvoltat atât pe glacisul situat sub interfluviul anterior menționat, cât și pe terasa fluvio-lacustră (abia schițată în acest sector), în care s-a adâncit cca. 60 m. În zona acestei terase, valea prezintă o luncă de aproximativ 100 m lățime, aceasta lărgindu-se continuu până la confluența cu lunca Cormoșului. Evoluția Văii Agrișului a fost condiționată de nivelul de bază local reprezentat de talvegul văii colectoare. Profilul transvesal al Văii Agrișului este ușor asimetric, în forma literei U. Morfologia luncii, existența unor meandre bine dezvoltate, cât și dimensiunile generoase ale conului de dejecție denotă caracterul de maturitate al văii studiate, comparativ cu cele de pe versantul stâng, dezvoltate în condiții similare.

O analiză completă a văii Cormoșului trebuie să evidențieze și intervenția accentuată a factorului antropic în special în sectorul de luncă. Începând din zona de divagare (la nord de

localitatea Tălișoara) s-au efectuat lucrări de îndiguire, fără însă a se face corectări de albie. În anii '70 ai secolului trecut s-a construit o captare și o stație de apă industrială pentru alimentarea orașului Baraolt, aceasta fiind așezată cu cca. 200 m în amonte de confluența Cormoșului cu Vârghișul. Începând cu acest sector și până la vărsarea în Olt, albia minoră a Cormoșului a fost puternic modificată. Astfel, s-a corectat confluența cu Vârghișul; s-au betonat, îndreptat, îndiguit și întărit cu galeți de calcar malurile pâ râului Rica; apoi întregul curs al Cormoșului a fost drenat spre acest areal, devenind rectiliniu. Digurile pâ râului Cormoș au înălțimi ce depășesc 3 m, iar panta talvegului nou construit este ușor înclinată, pentru ca la viituri apa să părăsească cât mai rapid zona locuită situată în apropiere. Vechea albie a a fost nivelată, rămânând doar discret schițată în topografia luncii, alături de două belciuge ce prezintă apă (unul în dreptul localității Tălișoara, altul întâlnindu-se la Racoșul de Sus - mărturii ale fostei albiei minore). Lunca Cormoșului a fost brăzdată de o serie de canale de desecare, care ulterior au fost înfundate sau distruse, în prezent existând areale de băltire a apei cu vegetație specifică (higrofilă). O altă modificare importantă s-a făcut prin deschiderea carierei de lignit Racoș Sud în 1997, în zona de vărsare a Cormoșului în Olt. Punctul de confluență a fost mutat în amonte față de cel vechi cu cca. 770 m.

O altă vale prezintă în cadrul bazinului vestic este Vârghișul. Paleoevoluția acesteia este condiționată de tectonică, respectiv de reactivarea sistemului de falii (dispus NV–SE) ce secționa Munții Perșani înainte de scufundarea arealului depresionar. Reactivarea mișcărilor tectonice a condus la formarea unui graben secundar al Cormoșului, orientat NV–SE, concretizat morfologic în golful depresionar Vârghiș - ulterior modelat de pâ râul omonim.

Evoluția văii Vârghișului a constituit un subiect intens dezbătut în literatura geomorfologică ce vizează Munții Perșani. În acest sens amintim lucrările lui Orghidan, N. (1965a,b), Orghidan, T. (1963), Iancu M. (1971), Coteș P. (1973), Ciupagea, și colab. (1970), Posea și colab. (1974), Tövissi J. (1972), Dénes I. (2002), László A. (1999).

Actuala vale a Vârghișului și-a început evoluția odată cu formarea conului aparatului vulcanic Harghita Mădăraș și a platoului vulcanic aferent. După părăsirea zonei de obârșie (formată prin eroziune regresivă prin spargerea craterului), valea este sub forma de barranco – aspect, ce se întâlnește până la limita dintre conul vulcanic și platou. De aici se instalează un paralelism geometric și evolutiv cu văile celor două Homoroade. În cadrul acestui sector declivitatea este redusă, albia minoră este puțin adâncă și interfluviul slab schițat. Din acest motiv, în literatura de specialitate sunt citate frecvent cazuri de schimb de ape (îndeosebi la viituri) între cele trei pâraie: Homorodul Mic, Homorodul Mare și Vârghiș.

La marginea platoului vulcanic, valea este drenată spre seriile de falii orientate NV – SE, unde creează, în depozite de calcar recifal, un spectaculos sector de chei din secuime. După ieșirea din chei, valea reia traseul N – S, paralel cu falia majoră a Carpaților Orientali. Pe fondul unei scăderii a nivelului de bază și a mișcărilor de elevare ale întregului lanț carpatic induse de manifestarea ultimelor faze ale orogenezei alpine, valea Vârghișului s-a adâncit în formațiunile Cretacice ale Munților Perșani. În acest sector valea prezintă adâncimi de 200 – 250 de metri și versanți simetrici, cu declivitate cuprinsă între 15° – 25° și chiar peste 25° . Interfluviul are o lățime de 1500 – 1700 m, iar lunca formată de 50 – 100 m. Albia minoră meandreează slab printre glacisuri de luncă și pineni de roci mai dure (elemente ale cristalinelui și flișului). Glacisurile nu formează o fâșie continuă, ele sunt fie proluviale – conuri de dejecție ale afluenților sau organismelor torențiale, fie coluviale. Înainte de intrarea în golful depresionar al Vârghișului, lunca se lărgeste mult, iar albia minoră se adâncește la 1,5 – 2 m.

În cadrul depresiunii profilul transversal al văii este în formă de U, fiind simetric, cu fundul plat, adâncit la baza versantului drept (albia minoră). Cota talvegului este în acest sector de 508,2 m (fig. 24). Între interfluvii (Dealul Mlaștină - 646,8 m și Dealul Pădurea Dascălilor - 654 m) valea are o lățime de 1000 m, iar lunca înregistrează 190 m. La baza versantului drept s-a format un glacis de luncă coluvial. Ambii versanți prezintă valori ale declivității cuprinse între 10° și 15° . La confluența cu valea Cepei, valea Vârghișului s-a instalat în grabenul format de o altă ruptură a seriei de falii orientate NV – SE.

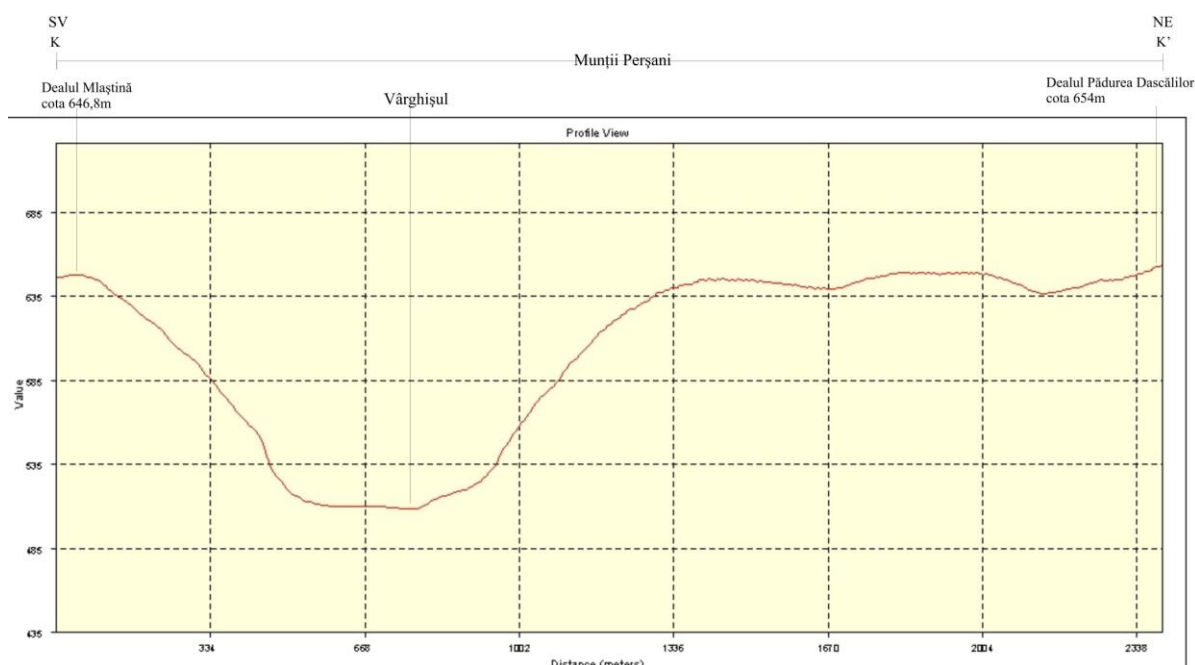


Fig. nr.24: Profil al văii Vârghișului la intrarea în depresiune.

Pentru evaluarea întregii porțiuni de vale din Depresiunea Baraoltului s-au executat încă 4 profile transversale (din kilometru în kilometru), precum și profilul longitudinal al albiei minore.

Valea Vârghișului se lărgeste treptat ajungând, între Dealul Rădăcini (cota 544 m) și Vârful Bacoș (cota 525 m), la lățimea maximă de 3 km. Lunca înregistrează aici, înainte de contopirea cu lunca Cormoșului, 1156 m. De la un kilometru față de limita depresiunii (fig. 25) valea devine ușor asimetrică, prezentând valori ale declivității mai mari pe versantul stâng (între $10^{\circ} - 15^{\circ}$ și $15^{\circ} - 25^{\circ}$). Acest aspect se menține până la contopirea luncii Vârghișului cu cea a Cormoșului. În acest sector, sub interfluviu se evidențiază o fâșie de glacis coluvio-proluvial. Interfluviul este larg și ușor rotunjit, cu valori altitudinale ce descresc de la 716,1 m (în Dealul Pădurea Dascălilor) la 590,4 m (în Vârful Bacoș). Porțiunea de versant care se află sub această fâșie poartă amprente modelării torențiale și a alunecărilor de teren vechi, în prezent stinse și stabilizate. Ele au dat naștere unei fâșii subțiri de contact cu lunca, cu înclinare cuprinsă între 2° și 6° , respectiv glacisuri de luncă.

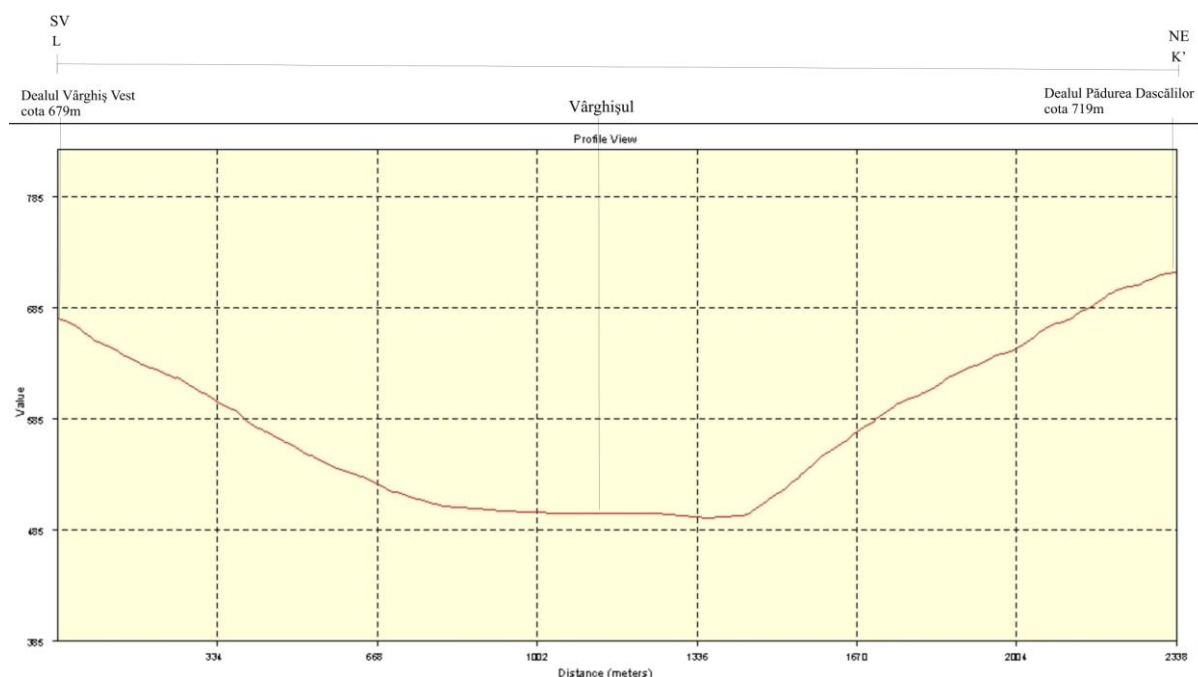


Fig. nr.25: Profil prin valea Vârghișului la 1km de la intrarea în depresiune.

Versantul drept al văii este mai complex, fiind reprezentat de flancul Munților Perșani. Ca urmare a aspectului montan a sectorului superior al versantului, am stabilit limita Depresiunii Baraoltului la marginea dinspre amonte a glacisului ce înconjoară vârful Vârghiș Vest (751,3 m). În aval, atât pe harta declivității, cât și pe profilul transversal (efectuat la 2 kilometri de limita trasată pe vale), se observă o treaptă la 16 m altitudine relativă, respectiv 516

m altitudine absolută, cu un unghi de pantă de $2^{\circ} - 6^{\circ}$ (fig. 26). Treapta devine din ce în ce mai evidentă pe măsură ce se apropie de confluența cu Cormoșul. Luând în considerare evoluția paleogeografică a întregului bazin vestic, putem afirma că nu este vorba despre o terasă pur fluvială. Se înregistrează similitudini și deosebiri față de terasa lacustră de pe versantul drept al văii Cormoșului. Asemănările constau în: poziționarea la aceeași altitudine absolută (500 m), alcătuirea litologică similară - depozite lacustre Pleistocene și declivitate cuprinsă între $0^{\circ} - 2^{\circ}$ și $2^{\circ} - 6^{\circ}$. Deosebirile constau în: din suita de depozite lacustre lipsește, nivelul vulcano-sedimentar superior fiind înlocuit de depozite detritice provenind din Munții Perșani cu predominanța celor fine (nisipuri fine, argile) și declivitatea crescută a frunții de terasă, cu valori cuprinse între $10^{\circ} - 15^{\circ}$ și $15^{\circ} - 25^{\circ}$. De asemenea, albia minoră a Vârghișului se află la baza terasei pe o lungime de 2,5 km, fiind fragmentată de mai multe văi, printre care cea mai dezvoltată este cea a pârâului Fierul. O altă deosebire reiese și din evaluarea profilului geologic. Astfel dacă terasa lacustră de pe versantul stâng al Cormoșului s-a dezvoltat aproximativ pe talvegul grabenului omonim, cea de pe versantul drept al Vârghișului se află pe porțiunile care nu s-au scufundat atât de mult, datorită apropierii în raport cu marginea bazinului.

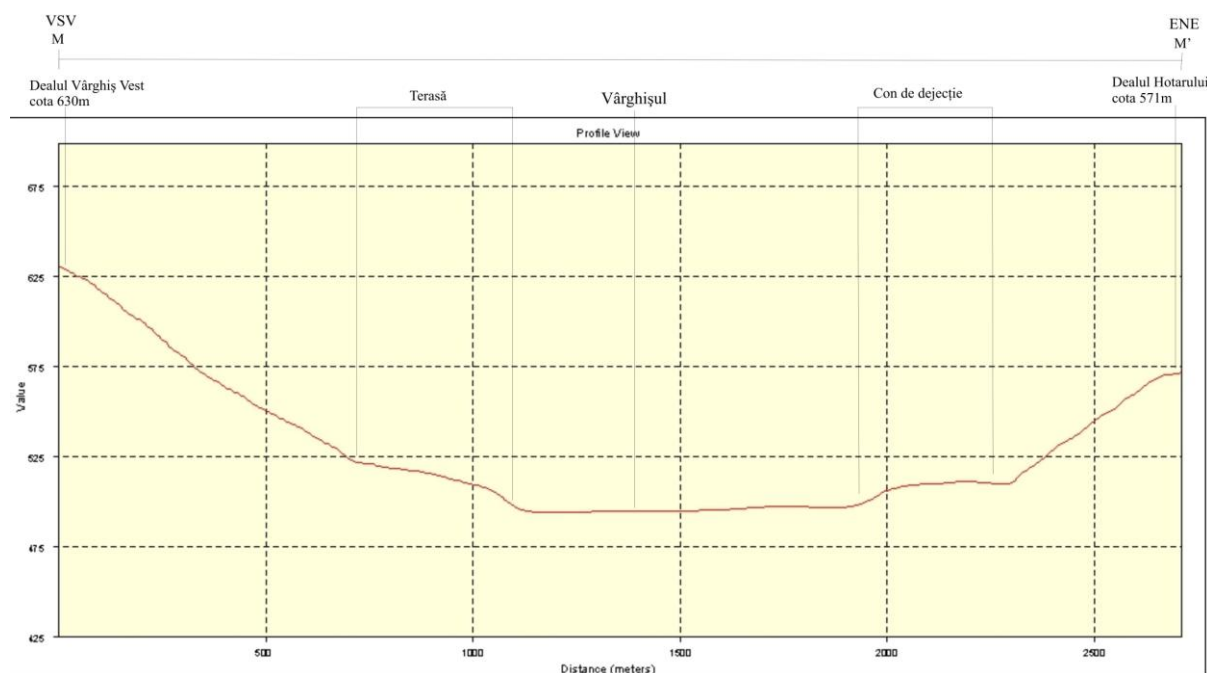


Fig. nr.26: Profil prin valea Vârghișului la 2km de la intrarea în depresiune.

Demn de menționat este și faptul că lunca dezvoltată pe fundul văii, albia minoră, talvegul sunt la altitudini mai mici decât în cazul Cormoșului. Efectuând un profil V – E, pornind de la confluența Vârghișului cu Fierul, până se intersectează talvegul Cormoșului avem o diferență de nivel de 4,6 m. Distanța dintre cele două puncte este de 2165 m. Având o energie

cinetică mai mare rezultată dintr-un volum mai mare de apă transportată (debitul mediu multianual este de $2,25 \text{ m}^3/\text{s}$ – la Vârghiș, iar al Cormoșului de $1,67 \text{ m}^3/\text{s}$ – la Brăduț), rezistența depozitelor fine la eroziune este mai mică. Acest aspect constituie cauza așezării albiei minore la baza terasei lacustre. Totodată este și cauza pentru care albia minoră a Cormoșului își schimbă direcția începând cu circa 200 m în amonte de podul rutier, spre albia minoră a Vârghișului, respectiv spre confluență.

Având la bază aceste aspecte morfologice și hidrologice se ridică problema denumirii văii în aval de confluența celor două pârauri. Argumentul principal pentru care s-a păstrat numele de vale a Cormoșului este dezvoltarea sa pe principalul sistem de falii orientate N – S, care a contribuit decisiv la formarea și individualizarea întregii depresiuni a Baraoltului, respectiv sistemul ruptural al Cormoșului. Pe de altă parte, în Cadastrul Apelor Române denumirea de Cormoș apare și în aval de confluența sa cu Vârghișul.

În aval de contopirea celor două lunci, pe versantul drept se deschide una din văile care au contribuit decisiv la fragmentarea, apoi la distrugerea terasei fluvio-lacustre de pe malul drept al Cormoșului: valea Rica - modelată, ca și precedenta, pe o ruptură tectonică cu orientare NV – SE, mai veche decât sistemul ruptural N – S.

În contextul morfologic al Munților Perșani, situați la N de defileul Oltului, această vale se impune ca una dintre cele mai joase și mai accesibile. Valea își are obârșiile în zona montană înaltă și este responsabilă, într-o primă fază (când persistau apele lacului Ploicen) de furnizarea materialului pentru construirea depozitelor ce intră în alcătuirea terase lacustre; și apoi pentru distrugerea sa în prejma confluenței cu Cormoșul. Cu toate că evoluția sa a fost dirijată de schimbările nivelului de bază, reprezentat de lacul Pliocen – Pleistocen, ca urmare a mărimii, nu s-au putut pune în evidență terase fluviale sau terase în rocă, nici la 3 km amonte de limita trasată a depresiunii.

La intrarea în arealul de studiu, valea are un profil transversal în formă de U, fiind simetrică și având o lățime de 1490 m la interfluviu (Culmea Boldi - cota 628,2 m și Dealul Pădurea Fierul - cota 666,4 m) și o lunca de 85 m (fig. 27). În acest sector, albia minoră este adâncită cu 0,5 – 1 m față de nivelul luncii. La 1 kilometru de la intrare, albia minoră (fig. 28) se află la cota 500 m față de 513 m (cota de la intrare). Diferența de nivel de 13 m înregistrată în primul kilometru de la limita depresiunii, face ca albia minoră a pâraului Rica să prezinte cea mai mare cădere de pantă dintre văile bazinului vestic (Cormoșul având 7,7 m, iar Vârghișul 8,5 m). Acest aspect explică traseul aproape rectiliniu pe care valea îl posedă până la halda de steril. În partea inferioară a văii ambii versanți sunt relativ abrupti, încadrându-se predominant în

intervalul $10^\circ - 25^\circ$ și chiar peste 25° . Mai sus, versanții sunt dominați de glacisuri caracterizate cu pante mai reduse ($6^\circ - 10^\circ$), cu interfluvii largi, plate sau ușor bombate.

În aval de halda de steril valea Rica se lărgște, valorile declivității versanților și albiei minore scad, iar albia minoră începe să se meandreză. În acest sector se înregistrează și valori altitudinale scăzute ale interfluviilor: de la 600 – 660 m la limita depresiunii, la 550 – 540 m. La confluența cu pârâul Nadaș (la cca. 2500 m față de limită), versanții și culmile sunt reprezentate de terasa lacustră (fig. 29). Prin urmare, din de aici în aval, glacisurile nu se mai evidențiază,

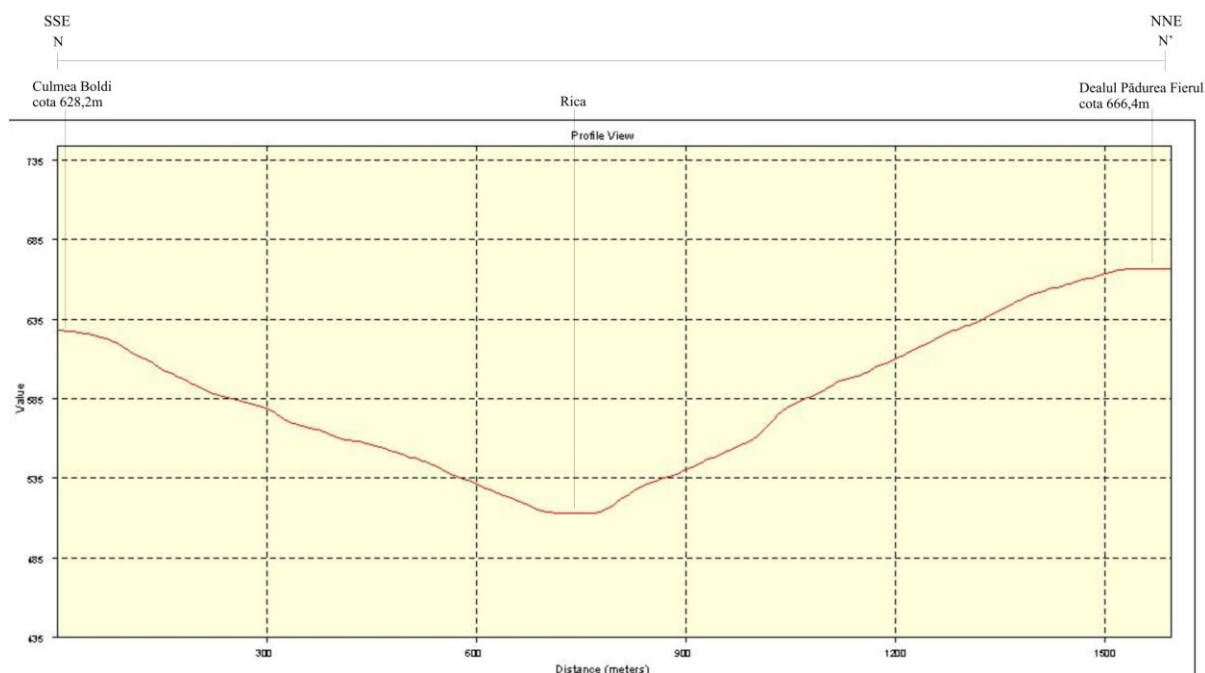


Fig. nr.27: Profil al văii Rica la intrarea în depresiune.

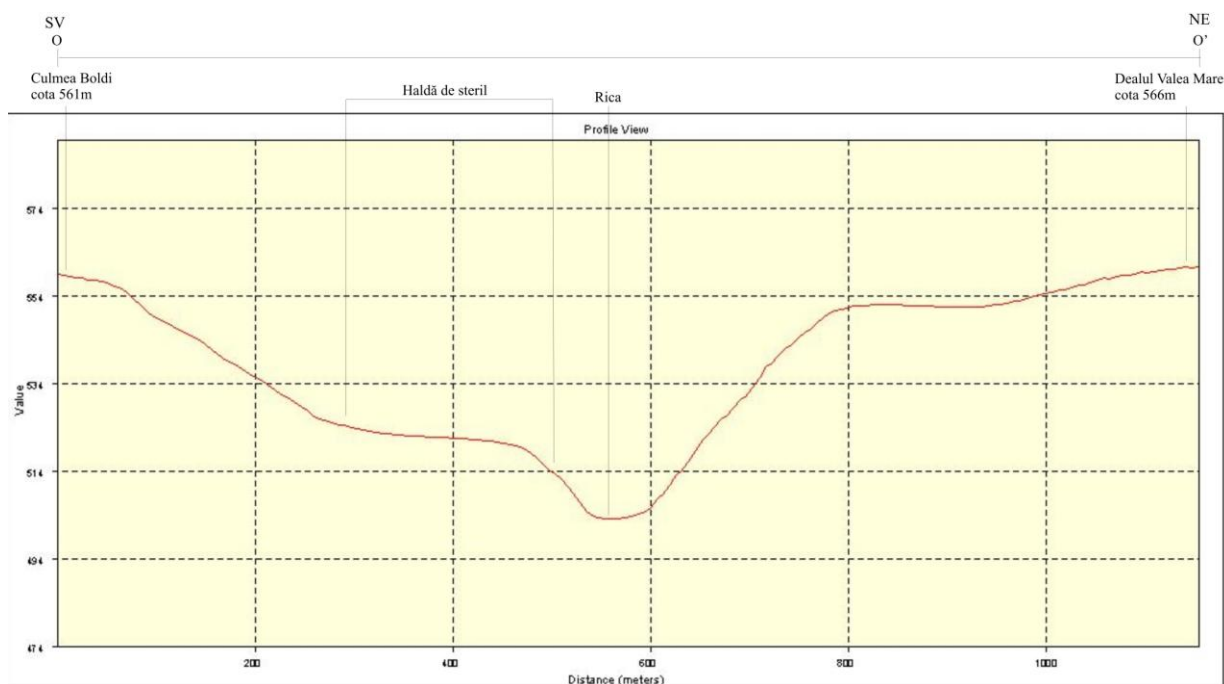


Fig. nr.28: Profil al văii Rica la 1km de la intrarea în depresiune.

interfluviul fiind plat reprezentând practic podul terasei fluviale. Declivitatea versantului stâng înregistrează valori mai mari acolo unde a fost parazitat de două organisme torențiale, stinse în prezent. Unghiurile au valori cuprinse între 10° și 25° , la fel ca și în amonte. Versantul drept este lin cu unghiuri de pantă cuprinse între 2° și 6° , nefiind afectat de procese de versant. Această diferență de înclinare a versanților conferă văii o notă de asimetrie, chiar înainte de confluența cu valea largă a Cormoșului.

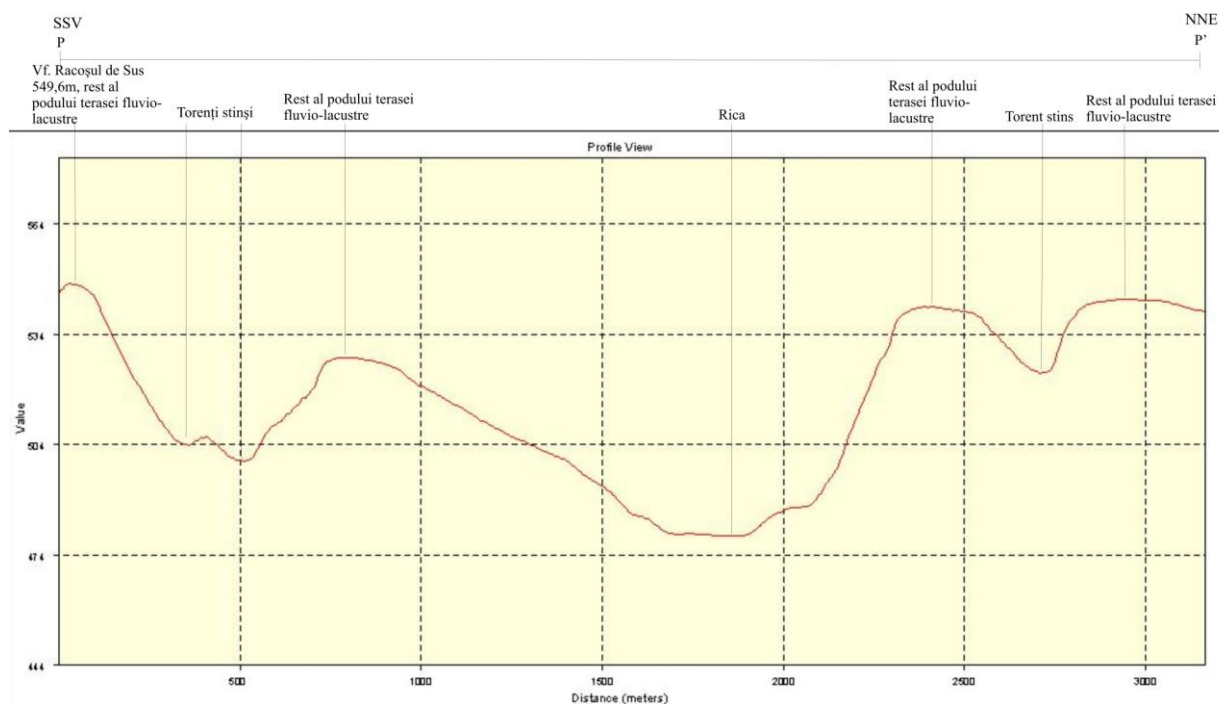


Fig. nr.29: Profil al văii Rica în aval de confluența cu pâraul Nadaș.

În preajma confluenței cu pâraul Nadaș, (atât în amonte, cât și în aval), versantul drept al văii Rica a fost puternic afectat de deschiderea carierei de lignit de pe valea Nadaș.

În sudul bazinului estic, ca nivel de bază local al întregii depresiuni, a evoluat valea Oltului. Ca și în cazul văii Vârghișului, dezvoltarea sa a fost adusă în discuție și explicată de numeroși autori care au studiat defileul de la Racoș: Orghidan, N. (1965a,b), Orghidan, T. (1963), Iancu M. (1971), Coteș P. (1973), Ciupagea, și colab. (1970), Posea și colab. (1974), Tövissi J. (1972), Dénes I. (2002), László A. (1999).

Sectorul văii Oltului realizează un „cuplaj” între geocomplexul Depresiunii Baraoltului și celelalte geocomplexe (sisteme) din aval. Expresia cea mai fidelă a acestui fapt este calitatea sa de nivel de bază local și de transmițător al modificărilor nivelului de bază general ce afectează și arealul depresionar al Baraoltului. Din acest punct de vedere valea Oltului este cea mai importantă formă de relief fluvial a depresiunii.

La un nivel superior de organizare, tectonica, reprezentată prin seriile de falii ale sistemului ruptural al Cormoşului (orientate N – S) a acţionat şi în afara ariei aflate în studiu, conducând la formarea unei arii joase între Munţii Baraolt şi Munţii Perşani. Acest areal jos este de fapt continuarea spre sud a grabenului pe care s-a înscris Cormoşul.

În evoluţia paleogeografică a regiunii au avut loc câteva evenimente cu rol determinant în definitivarea văii Oltului. Prăbuşirea peneplenei Cretacice de-a lungul acestor rupturi longitudinale, extinderea la maximum – în Romanian – a lacului format în urma acestei prăbuşiri şi mişcările de elevare din Pleistocen ce au avut loc de-a lungul faliei crustale orientate V – E au condus la formarea unei bare în dreptul localităţilor Apaţa - Micloşoara şi a două lacuri: unul în Depresiunea Braşov şi altul în bazinul vestic al Depresiunii Baraoltului. Ultimul eveniment a marcat străpungerea acestei bare şi instalarea Oltului pe actualul traseu.

Pe lângă faptul că este cea mai importantă vale a depresiunii, ca nivel de bază, aceasta are şi caracteristici aparte, fiind singura din bazinul de vest care, după ce urmează sistemul fractural al Cormoşului, se abate şi se înscrie pe ruptura crustală orientată V – E. Demn de menţionat este şi faptul că nu a fost atrasă de punctul cel mai coborât al depresiunii (463 m) - aflat la intersecţia celor două sisteme de falii principale – ci de un nivel de bază aflat la vest de defileul de la Racoş. Interfluviile văii Oltului în sectorul de intrare în depresiune sunt date de culmile Munţilor Perşani şi de cele ale Munţilor Baraoltului. De la nivelul glacisurilor în sus versanţii au caracter montan. Lunca, respectiv cea mai impunătoare formă a văii Oltului în acest sector, este largă (1725 m) şi se lărgeste şi mai mult la contopirea cu luncile văilor afluate. Declivitatea între punctele de intrare şi de ieşire (distanţa între ele fiind de 6,5 km în linie dreaptă) este foarte slabă, de cca. 2 m, motiv pentru care albia minoră meandrează puternic, înregistrând un coeficientul de meandrare cu valori medii de 2. La contactul cu versantul drept s-a format o fâşie continuă de glacisuri proluviale de luncă – conuri de dejecţie la debuşelul văilor afluate ce coboară din Munţii Baraolt. În cazul versantului stâng, cu valori ale declivităţii între 10° şi 25° glacisul de luncă proluvial este reprezentat de conuri ale unor organisme torenţiale. Cu toate că albia minoră s-a adâncit faţă de nivelul luncii cu 2 – 3 m, în anii '70 ai secolului trecut s-au executat lucrări de apărare împotriva inundaţiilor: corectări de albie (s-au îndreptat toate meandrele), construcţii de diguri de apărare cu înălţimi de 2 – 3 m şi un coronament de 3 m lăţime.

Bazinul estic s-a autoorganizat prin impunerea aceleiaşi factor – tectonica, respectiv seriile de falii orientate N – S - replici paralele ale sistemului fractural al Cormoşului. Prin urmare şi aici s-a format un graben, dar de adâncime mai redusă decât cel de la vest de horstul Vârful Cetăţii (614,1 m).

Evoluția văii Baraoltului, ca și a Cormoșului și Vârghișului, este strâns legată de formarea și evoluția ulterioară a aparatelor vulcanice ale Harghitei de Sud, în speță a aparatului vulcanic Cucu, precum și de mișcările tectonice de-a lungul faliilor cu orientare N – S și V – E. Astfel, în condițiile prezentate se înregistrează asemănări între aceste văi. Un exemplu îl constituie asemănările din sectorul de obârșie: în caldera Cucu, străpunsă prin eroziune regresivă de cursul superior, prezintă caracter de barrancos, profil transversal în V și curs dispus N-S, conform cu orientarea seriei de falii. Deosebiri constau în afundarea mai redusă a bazinul estic (fundamentul Cretacic aflându-se la maximum 250 m adâncime în zona localității Bățani, comparativ cu 450 m în bazinul vestic) ca urmare a impunerilor exercitate de modul de depunere, de alcătuirea petrografică a nivelului superior vulcano-sedimentar.

Între limitele trasate ale depresiunii, valea Baraoltului prezintă profil în U, iar lunca înregistrează o lățime de 100 m, chiar dacă pe ultimul kilometru înainte de acest punct panta albiei minore este de 3,5%, fapt ce ar putea să confere o energie cinetică suficientă pentru eroziunea de adâncime. Acest fapt se reflectă în nivelul albiei minore care este cu 1 – 1,5 m sub cel al luncii, fiind aproape rectiliniu, fără meandre. Lățimea la interfluviu (Dealul Brun - cota 715,5 m și Dealul Pietros - cota 656,8 m) este de 1325 m (fig. 30). Versanții sunt ușor asimetrici. Pe versantul drept predomină pantele cuprinse între 6° și 10°. Demn de menționat este faptul că, la bază, versantul drept prezintă un abrupt puternic ce însoțește albia minoră - indus de una din fracturile N – S pe care s-a modelat valea în acest sector. Interfluviul de pe această parte a văii este îngust și rotunjit. Pe versantul stâng predomină clasele de pantă 4 și 5, respectiv unghiuri cuprinse între 10° și 25°. Insular apar sectoare înscrise în clasa de pantă 6, cu unghiuri de peste 25°. Interfluviul de aici reprezintă marginea platoului vulcanic (analizat în subcapitolele anterioare), având suprafețe cu înclinare foarte slabă, de 0° – 2°. În acest areal interfluviul nu este foarte extins ca urmare a fragmentării acestuia de către văile paralele cu Baraoltului.

Pentru evidențierea formelor de relief rezultate din modelarea grabenului de către apele pârâului Baraolt s-a procedat, ca și la grabenul vestic, la întocmirea profilului longitudinal și a unor profile transversale din kilometru în kilometru și în punctele critice. Din analiza profilelor rezultă următoarele:

1) Interfluviile scad treptat în altitudine de la cca. 700 m la intrarea în depresiune, la cca. 550 m, înainte de confluența cu Ozunca. Interfluviile vestice, respectiv de pe dreapta văii sunt rotunjite, comparativ cu interfluviile estice care sunt plate și ușor înclinate pe direcția S și S-V fiind reprezentate de platoul vulcanic. Altitudinea relativă - calculată în medie pentru primii cinci kilometri - este de 103,7 m, respectiv cu 20 m mai mult decât în cazul văii Cormoșului.

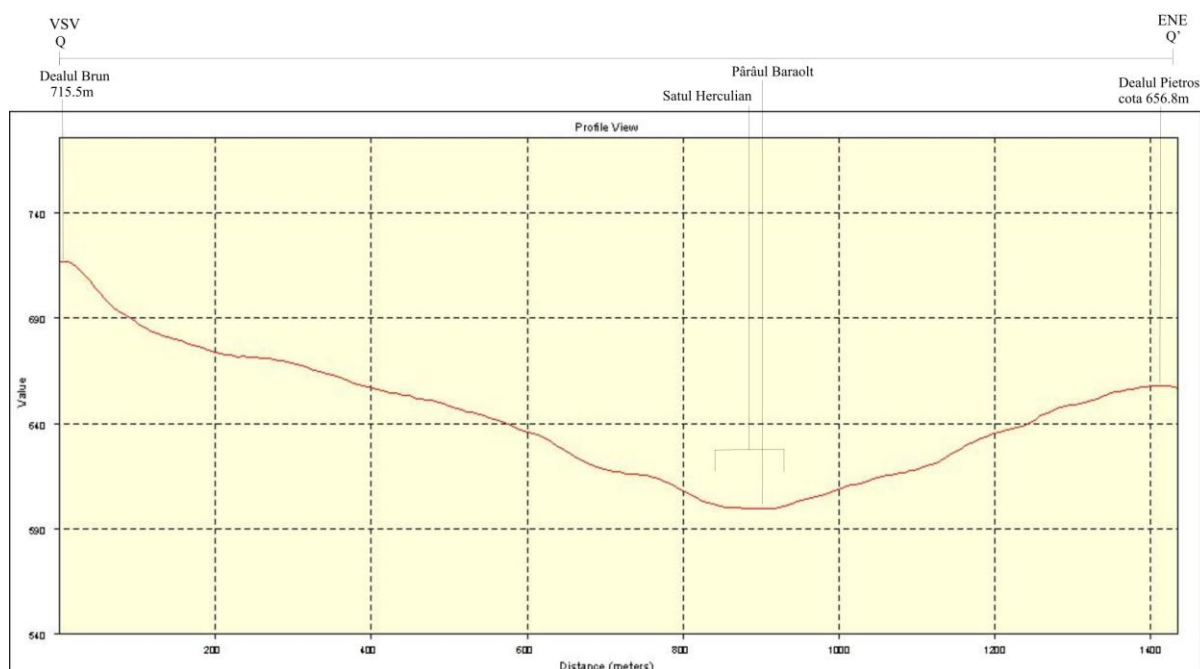


Fig. nr.30: Profil al văii pârâului Baraolt la capătul nordic al satului Herculian.

2) Versanții sunt ușor asimetrici și înregistrează declivitate ridicată în partea dreaptă a văii, până în jurul capătului sudic al localității Herculian. În aval de această localitate versanții de pe partea stângă a văii devin abrupti. În primul caz declivitatea este condiționată tectonic - de falia sus menționată iar în al doilea, de existența frunții platoului vulcanic. Situația este foarte bine pusă în evidență până la Dealul Bățani, care reprezintă cel mai sudic capăt al acestui platou.

3) Glacisurile se dezvoltă pe versantul drept, vestic al văii, în partea superioară a versanților, sub interfluvii. Glacisurile de luncă de la poalele versantului drept al Dealului Românului (660,5 m), apar ca niște prispe, putând fi ușor confundate cu terasele fluviale. Glacisurile de luncă nu sunt continui, apărând doar la debușeul unor văi afluate și fiind alcătuite din elemente petrografice diferite de ale luncii.

4) Lunca se lărgeste foarte puțin, de la 100 m la 250 m, iar albia minoră se menține la aceeași adâncime față de nivelul luncii - 1 – 1,5 m.

5) Albia minoră nu prezintă meandrări în primii 4 km de la limita depresiunii unde panta se menține între 3,5 și 1,6% (calculată pe baza diferenței de cotă a talvegului la fiecare kilometru). Curbele cu rază mare pe care le formează iau naștere din ocolirea unor glacisuri de luncă. Între kilometrul 5 și 6 apar meandre datorită reducerii pantei la 0,4%. Ne referim aici la este porțiunea din preajma confluenței cu pârâul Bradul. După acest sector, panta crește din nou la 1 – 1,1%, pentru ca în aval de mica cascadă din sudul localității Bățanii Mici, să se reducă din nou, ca urmare a pătrunderii în zona joasă de confluență cu pârâul Ozunca.

Luând în considerare evoluția subaeriană mai îndelungată a acestui bazin (ultimele erupții ale aparatelor vulcanice Cucu și Pilișca surprind aici un teritoriu uscat), nivelul de bază reprezentat de suprafața lacustră a bazinului vestic, pune problema existenței teraselor. După cum s-a precizat anterior, forme cu aspect de terasă apar la baza versantului Dealului Românului, însă acestea s-au dovedit a fi glacisuri proluviale de luncă. Tot la baza versantului drept (reprezentat de micul aparat vulcanic Tirco), în jurul debușeului Pârâului Mare în lunca Baraoltului, s-a format o prispă mult mai întinsă decât celelalte, aspect nejustificat de mărimea acestui pârâu. Altitudinea absolută este la 515 – 520 m, iar cea relativă de 10 – 15 m. Din punct de vedere petrografic nu este alcătuit numai din material transportat și resedimentat de pârâu, respectiv nu numai din andezitele aparatului Tirco - andezit piroxenitic cu hipersten și augit (László A., 1999) ci și din elemente petrografice transportate și depuse de pârâul Baraolt dinspre aparatul vulcanic Cucu. În Pleistocenul mediu, în timp ce în bazinul vestic se întindea o vastă suprafață lacustră, în sudul bazinului estic, la confluența Baraoltului cu Ozunca, s-au sedimentat fluvial mari cantități de pietriș și nisip. Prin scăderea nivelului de bază ca urmare a drenării lacului prin defileul de la Racoș, pârâul Baraolt s-a adâncit în aceste depozite, formându-se această treaptă de terasă. Ea a rămas intactă doar aici, pe malul stâng fiind probabil, distrusă de acțiunea conjugată a celor două pârâuri.

Aspectele sus menționate se referă la acea parte a văii Baraoltului care s-a grefat pe falile de orientare N – S ale bazinului estic. Începând de la zona de confluență, din sudul acesteia, situația se schimbă, valea așezându-se pe falia crustală de orientare V – E. În acest areal cele două serii de rupturi se intersectează, inducând organizarea unei porțiuni largi (cca. 1 km) și joase (495 – 490 m) de luncă în care Baraoltul își caută drumul, spre strangularea de la Biborțeni, într-o albie minoră puternic meandrată.

În continuare valea s-a format prin tăierea horstului intrabazinal, versanții săi fiind aparatul vulcanic Tirco, pe dreapta, și Vârful Cetății, pe stânga. În acest sector valea prezintă o lățime de 2215 m la interfluviu (Vârful Tirco - 662,5 m și Vârful Pădurea Fagului - 613 m), iar lunca o lățime de 603 m (fig. 31). Versantul drept prezintă un glacis coluvial, cu alunecări de teren în prezent stabile. Pe versantul stâng rocile Cretacice sunt la zi, având albia minoră adâncită la baza sa.

În aval de horstul median valea Baraoltului se deschide la circa 2100 m lățime, prin îndepărtarea spre sud a structurilor Cretacice. La baza estică a dealului Baraolt Nord (575 m) valea se îngustează la circa 1900m, pentru ca apoi deschiderea să se continue până la contopirea cu luncile Cormoșului și Oltului.

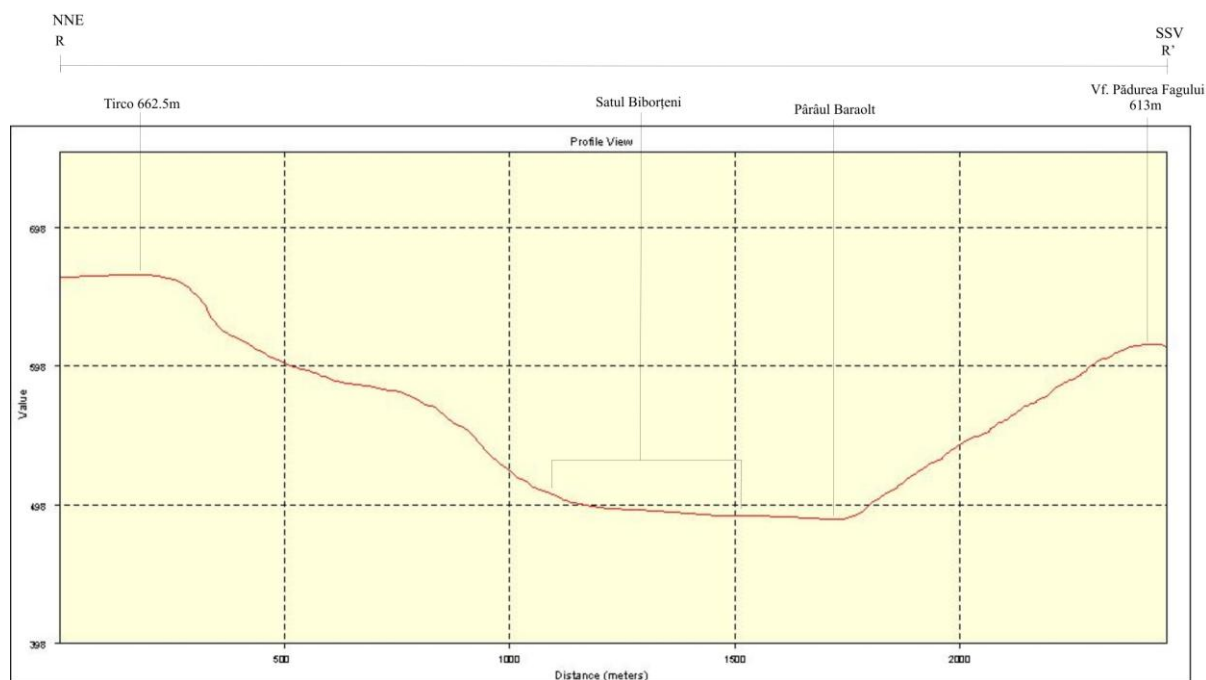


Fig. nr.31: Profil al văii pâraului Baraolt la strangularea de la Biborțeni.

Interfluviile scad treptat în altitudine, îndeosebi interfluviul drept (nordic) de la 576,5 m în Dealul Viespii la 466 m la nivelul luncilor Cormoșului și Oltului. Interfluviul stâng scade treptat de la 640 m în Dealul Pădurea Mare, la 542 m în Dealul Căpeni Nord-Est. Ulterior, interfluviul stâng înregistrează o scădere bruscă, până la 464 m la nivelul luncii Oltului. Cele două interfluvii au aspect plat sau ușor bombat și prezintă declivități reduse, înscrise în intervalul $0^{\circ} - 2^{\circ}$. Lățimea acestora variază între 50 – 120 m.

Versanții diferă față de sectorul în care valea are orientare N – S. Astfel versantul stâng este mai abrupt, fiind predominante unghiurile de înclinare cuprinse în intervalul $10^{\circ} - 25^{\circ}$. Aceste caracteristici se întâlnesc până în dreptul intrării în mina Baraolt Est. Valorile declivității sunt condiționate în acest sector de alcătuirea petrografică (strate de Sinaia) și tectonică (falia orientată V – E). În aval de punctul menționat, declivitatea este condiționată exclusiv de tectonică, întrucât în acest sector dominante sunt rocile moi ale stivei de molasă: marne cu *Limnocardium*. Pantele mai mari de 10° domină acest versant până la contactul cu lunca. În fapt, această zonă o constituie versantul nordic al imensului glacis structural de la capătul nordic al Munților Baraolt. O altă caracteristică a versantului stâng o constituie fragmentarea acestuia de către 7 organisme torențiale, numai unul fiind activ în prezent. La contactul versantului cu lunca se formează o fâșie îngustă, dar continuă de glacisuri coluvio-proluviale de luncă.

Versantul drept - nordic - este puternic înclinat între $10^{\circ} - 15^{\circ}$, acest fapt fiind condiționat de alcătuirea petrografică: nivelul vulcano-sedimentar superior. Această zonă este parazitată de mai multe organisme torențiale stinse, de alunecări de teren active și stabilizate.

Între Dealul Kopasz (557 m) și flancul estic al Dealului Baraolt Nord (575 m) valea se îngustează, versantul drept fiind dominat de acest din urmă deal care devine, de la nivelul rezervoarelor de apă potabilă ale orașului Baraolt, flancul sudic și sud-vestic al terasei lacustre menționate și în cazul văii Cormoșului.

În aval de orașul Baraolt, versantul drept se restrânge până la afundarea sa în luncă și reprezintă de fapt fruntea terasei lacustre. Demn de menționat este prezența sub vârful Dealului Baraolt Nord a unui mic glacis, cu întindere până la nivelul rezervoarelor de apă potabilă ale orașului Baraolt.

De la strangularea de la Biborțeni, unde înregistrează 603 m lățime, lunca văii pârauului Baraolt se lărgeste continuu, ajungând la 1200 m în zona centrului orașului Baraolt. Partea cea mai joasă se întinde de-a lungul versantului stâng, impus de falia crustală V – E, până în dreptul Dealului Kopasz și în continuare, până la cca. 700 m aval de locul denumit Mórík tanya (Sălașul Mórík). După acest sector, lunca revine pe traseul albiei minore. Lunca urmează linia celor mai mici altitudini doar până în dreptul dealului anterior menționat. Profilul longitudinal pune în evidență alternanța porțiunilor înclinate și a celor orizontale, reflectate și prin alternanța traseelor aproape rectilinii cu cele meandrate. La contactul luncii cu versanții au luat naștere, sub forma unor fâșii înguste, glacisuri de luncă proluvio-coluviale.

Lunca, împreună cu terasa fluvio-lacustră (de pe partea văii Baraoltului) au suferit intervenții antropice majore: albiile artificiale, canale de drenaj, canale de evacuare a apelor din galeriile de mină, canale de alimentare a morilor de apă, diguri de apărare împotriva inundațiilor, nivelări de teren pentru construcții etc.

Revenind la bazinul estic, o vale care prezintă orientare N – S și a cărei evoluție nu a fost condiționată de faliile cu aceeași orientare este valea Bradul. Aceasta prezintă câteva asemănări cu valea Baraoltului din sectorul superior și anume are caracter de barranco, declivitate crescută și traseu rectiliniu, cu mici curbe care ocolesc conurile de dejecție ale afluenților. Spre deosebire de valea Baraoltului, valea Bradului se adâncește - în aval de sectorul în care are aspect de barrancos - numai în straturile nivelului vulcano-sedimentar superior care formează platoul vulcanic. Profilele transversale efectuate relevă interfluvii plane, ce scad treptat în altitudine dinspre sud spre sud – est. Lățimea văii la interfluvii scade de la 1284 m la intrarea în depresiune (fig. 32), la 765 m, pentru ca ulterior să crească din nou (978 m) în apropierea confluenței cu Baraoltul. Versanții sunt cei mai abrupti din depresiune, fiind înscrisi în intervalul 15° – 25° și chiar peste 25°, aspect ce conferă văii caracter montan. Cu toate acestea, fundul văii este plat și lunca este îngustă (aproximativ 100 m), menținându-se la aceste caracteristici aproape constant până la debușeul în valea colectoare. La baza versanților

se dezvoltă glacisuri proluvio-coluviale de luncă, printre care şerpuieşte albia minoră adâncită cu cca. 0,5 – 1 m.

Există o singură zonă unde se poate vorbi de oarecare meandrare – la debuşeu. În acest sector valea îşi caută drumul spre albia minoră a pârâului Baraolt prin propriul con de dejecţie. Diferenţa de nivel la talveg între punctul de intrare în depresiune şi punctul de confluenţă este de 97 m. Pe o lungime de 4.3 Km, panta medie este de 2,27%. Un alt argument al caracterului montan al văii constă în faptul că, în medie, talvegul s-a adâncit 75 m faţă de nivelul interfluviului.

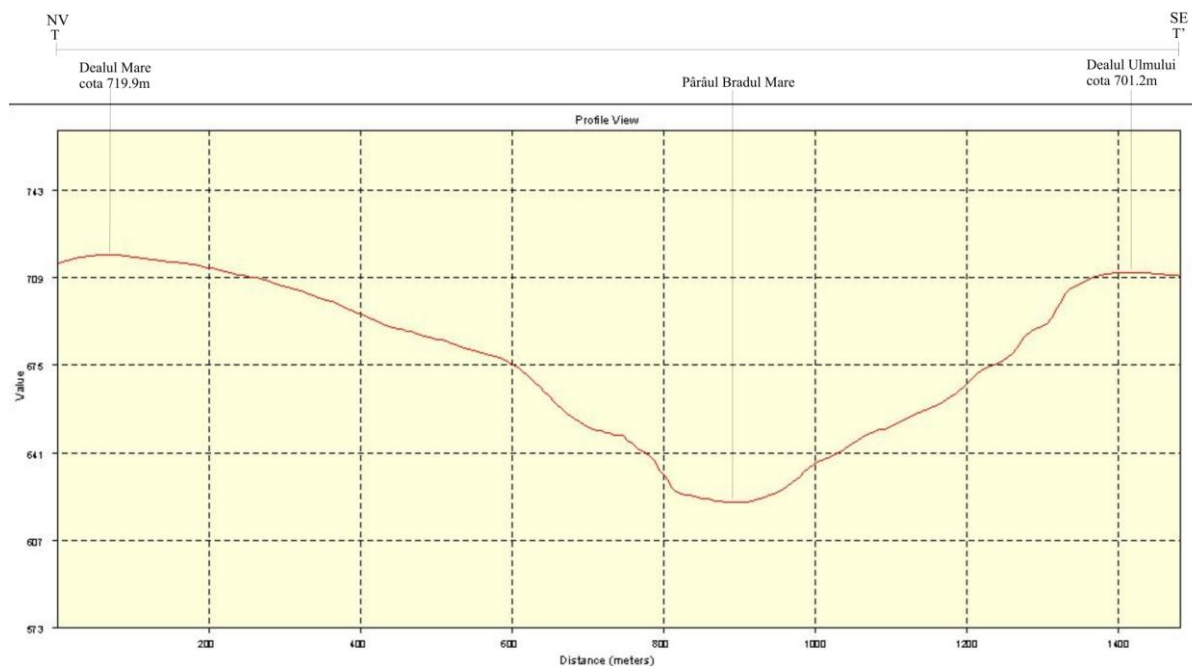


Fig. nr.32: Profil al văii pârâului Bradul Mare la intrarea în depresiune.

O altă vale care a evoluat de-a lungul rupturii de orientare V – E (G7) este Ozunca. Obârşiile acesteia s-au format între aparatele vulcanice Pilişca (1374 m) şi Murgu Mare (1015,6 m). Valea Ozunca diferă de celelalte văi care coboară din zona vulcanică. Astfel, valea înconjoară baza conului Murgu, numai afluenţii săi având aspect de barrancos-uri, iar apoi se înscrie pe aliniamentul faliei V-E, tăind capătul nordic al Munţilor Baraoltului.

Între limitele Depresiunii Baraoltului profilul transversal este în formă de U cu o lăţime la interfluviu de cca 1000 m şi o uşoară asimetrie pe versantul drept, nordic (fig. 33). Aici valea formează o luncă cu o lăţime de 188 m. În acest punct confluează cu valea Sugó, albia minoră fiind forţată să ocolească un imens con de dejecţie. Pe profilul longitudinal acest aspect se reflectă prin prezenţa unui prag. În acelaşi timp împinge albia minoră spre baza versantului stâng. Valea se deschide ulterior spre aval, atingând la interfluviu o lăţime maximă de 2291 m în zona centrului comunei Băţani.

Interfluviile celor două laturi diferă. Interfluviul drept – nordic – este reprezentat de capătul sudic al platoului vulcanic. Versantul prezintă valori ale declivității cuprinse între 0° – 2° . Valorile altitudinale cresc de la vest la nord de la 500 m până la nivelul luncii pâraului Baraolt la 610 m. Interfluviul stâng – sudic reprezintă porțiunea elevată a grabenului bazinului estic, culmile fiind înguste, cu înălțimi de 560 – 570 m și chiar de 600 m.

Pe ambii versanți domină unghiurile de pante de 10° – 25° , și mici petece de peste 25° sunt afectate de alunecări de teren momentan stabilizate și mici organisme torențiale stinse. Versantul stâng, sudic este întrerupt de valea pâraului Bățani, iar apoi de deschiderea spre cuveta Bodoș.

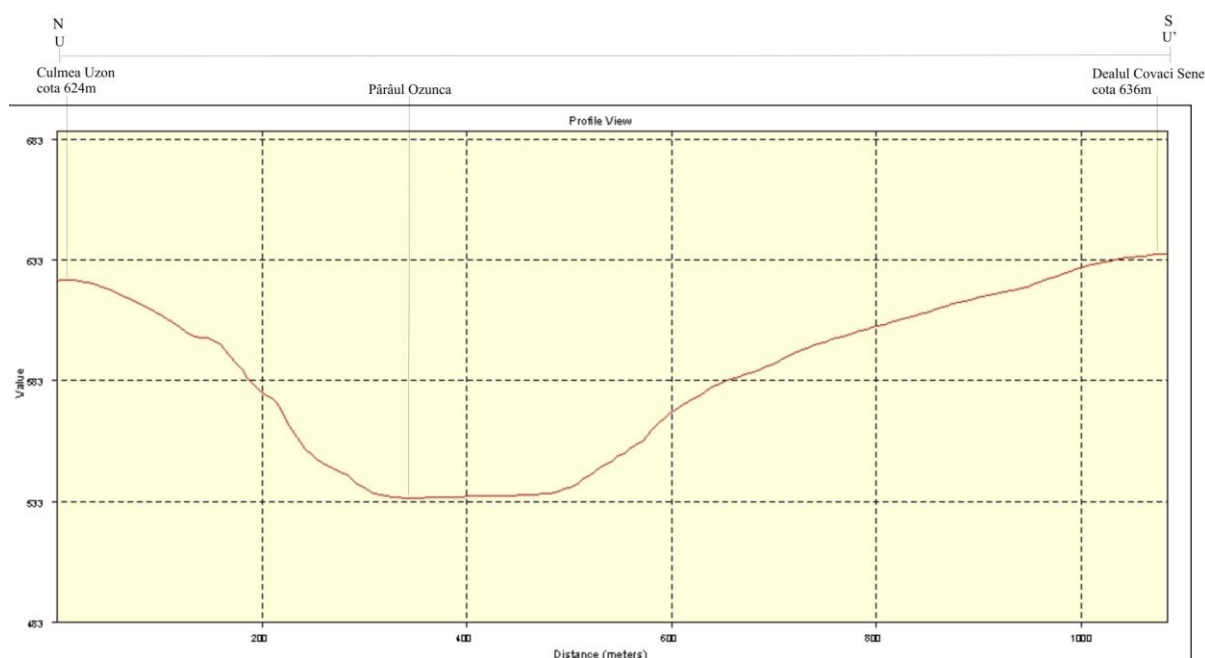


Fig. nr.33: Profilul al văii pâraului Ozunca la intrarea în depresiune.

Interfluviile celor două laturi diferă. Interfluviul drept – nordic – este reprezentat de capătul sudic al platoului vulcanic. Versantul prezintă valori ale declivității cuprinse între 0° – 2° . Valorile altitudinale cresc de la vest la nord de la 500 m până la nivelul luncii pâraului Baraolt la 610 m. Interfluviul stâng – sudic reprezintă porțiunea elevată a grabenului bazinului estic, culmile fiind înguste, cu înălțimi de 560 – 570 m și chiar de 600 m.

Pe ambii versanți domină unghiurile de pante de 10° – 25° , și mici petece de peste 25° sunt afectate de alunecări de teren momentan stabilizate și mici organisme torențiale stinse. Versantul stâng, sudic este întrerupt de valea pâraului Bățani, iar apoi de deschiderea spre cuveta Bodoș.

Pe profilele transversale realizate pe harta pantelor, apar, la contactul versanților cu lunca, niște prispe cu aspect de terasă. Luând în considerare posibilitatea formării unei trepte de

terasă fluvială în bazinul estic, s-au căutat, mai întâi prin calcul de înălțime relativă, apoi pe teren, argumentele existenței sau inexistenței acesteia. În primul caz nu s-au găsit corelații de nivel: cel de la baza versantului drept se află la 10 – 12 m altitudine relativă, iar cel de la baza versantului stâng la 5 – 7 – 9 m. Pe teren, deschiderile naturale și micile „cariere” de exploatare a argilei din zona versantului stâng și săparea unui șanț pentru o conductă, au oferit dovezi pentru infirmarea calității de terasă a prispelor respective. În toate deschiderile s-au găsit materiale provenite de pe versant. Pe cel sudic au fost găsite marne, argile, nisipuri amestecate (fără pietriș fluvial), în afara conului de dejecție a pârâului Bățani; iar pe cel nordic elemente petrografice ale nivelului vulcano-sedimentar superior – toate dovada reaşezării gravitaţionale şi torenţiale. Astfel aceste forme, care prezintă un pod cu pante de 0° – 6° şi o frunte cu pante de până la 15° sunt glacisuri coluvio-proluviale de luncă. La contactul cu versantul drept glacisurile se întind de la valea pârâului Sugo până la capătul estic al localităţii Băţanii Mari, iar la contactul cu versantul stâng de la valea pârâului Kovács, la valea pârâului Băţani.

Lunca văii Ozunca se lărgeste de la intrarea în depresiune până la contopirea cu lunca Baraoltului, depăşind 600 m. Lunca nu prezintă urme ale albiilor părăsite, fiind asimetrică ca urmare a faptului că albia minoră se aşează la baza versantului stâng, în zona alcătuită din roci mai moi. Aceasta are traseul cel mai rectiliniu dintre albiile minore ale întregii depresiuni, efectuând o meandrare slabă în faţa conului de dejecție a pârâului Băţani, adâncindu-se din ce în ce mai mult în lunca de la 1 m la 2 m din zona de confluenţă. Diferenţa de altitudine a talvegului între punctul de intrare şi confluenţa cu Baraoltul este de 40 m, distanţa dintre ele fiind de 5440 m. Prin urmare rezultă o panta medie de 0,7%.

Celelalte văi ale bazinului estic (Sugo Băţani, Bodoş, Pârâul Mare) nu prezintă particularităţi care să schimbe imaginea de ansamblu a reliefului fluvial al Depresiunii Baroltului. Acestea au profil transversal în formă de U; nu prezintă terase; versanţii au pante cuprinse între 6° – 15° ; luncile au mărime proporţională cu mărimea sistemului fluvial care le-a creat; iar albiile minore sunt mai mult sau mai puţin adâncite în acestea. Văile Băţani şi Sugo – au evoluat pe falii de orientare N – S, în timp ce văile Bodoş şi Mare par mai degrabă nişte organisme torenţiale mari, cu apă permanentă în canalul de scurgere şi conuri de dejecție întinse în lunca Baraoltului.

Luate în ansamblu majoritatea văilor Depresiunii Baraoltului s-au modelat pe grabenele formate de mişcările tectonice şi reflectă foarte bine rolul factorilor geologici în „trasarea” liniilor directoare după care se realizează autoorganizarea geocomplexelor. Modelarea exogenă a preluat practic o serie de coordonate preexistente, impuse în primul rând de tectonică şi apoi de petrografie. Astfel dacă se face referire la orientarea acestor forme de relief, ele nu ies din

tiparul impus de principalele linii de fracturi. Văile nord-sud sau sud-nord s-au grefat fie pe sistemul fractural al Cormoșului, fie pe seriile paralele cu aceasta. Văile est-vest s-au grefat pe falia crustală ce trece prin defileul Oltului de la Racoș și se continuă spre est în direcția localității Bixad. Văile nord-vest – sud-est s-au format pe fracturile vechi, reactivate, care au fragmentat Munții Perșani în această direcție. Apar și văile duale, respectiv acelea care, într-o primă fază se orientează nord-sud pe aceste falii, iar când ajung în apropierea intersecției cu falia crustală, își schimbă orientarea după aceasta din urmă. Este vorba de valea Oltului și valea Baraoltului.

Mai există, de altfel puține la număr și în general cu dimensiuni reduse, văi care s-au organizat în altă direcție decât orientarea faliilor principale. În bazinul vestic este cazul văilor Agrișului, Hotarul, Dungó, Szép și Căpeni, iar în bazinul estic al văilor Bradul Mare, Bradul Mic și Kovács.

În ceea ce privește forma interfluviilor, acestea sunt expresia condiționării alcătuirii petrografiei. În general, interfluviile sunt rotunjite, nu prea largi și cu unghiuri de pantă cu valori reduse. În nord-estul depresiunii interfluviile sunt plate și se largesc spre sud datorită elementelor petrografice ale nivelului vulcano-sedimentar superior din care este alcătuit platoul vulcanic. Înălțimea lor scade dinspre arealele montane înconjurătoare spre interior.

Versanții prezintă la partea superioară complexe erozivo-acumulative, respectiv glacisuri structurale sau petrografice. Excepție fac versanții care reprezintă fie fruntea platoului vulcanic, fie cea a terasei fluvio-lacustre. Dacă raportăm unghiul de înclinare al unui versant față de celălalt, se constată că marea majoritate sunt versanți asimetrici. De asemenea, există versanți care pante mai pronunțate, acest fapt fiind rezultatul tectonicii sau al alcătuirii petrografice. Totodată se înregistrează și cazuri în care unghiul mare de pantă se datorează ambilor factori: tectonică și litologie. O excepție o constituie văile Bradul Mare și Bradul Mic, care s-au adâncit în platoul vulcanic. Aproape toți versanții poartă urmele proceselor gravitaționale și pluvio-denudaționale, fiecare cu rol de creștere a complexității morfologice.

La partea inferioară a versanților din bazinul vestic iese în evidență terasa fluvio-lacustră, ce conferă un aspect aparte acestui areal al depresiunii. Pe stânga Cormoșului terasa este fragmentată de văiugi scurte, puțin adânci, care formează o suprafață larg ondulată. În schimb, pe dreapta Vârghișului și apoi a Cormoșului terasa se prezintă sub formă de areale fragmentate adânc de văile mai evolute, ce coboară din Munții Perșani.

Doar în bazinul estic s-au întrunit condiții pentru formarea teraselor de origine fluvială, aceasta păstrându-se în partea sud-vestică între valea Pârâului Mare și intrarea Baraoltului în strangularea de la Biborțeni.

La contactul cu luncile depresiunii s-a format o nouă generație de glacisuri (la unele văi formează fâșie continuă). Majoritatea glacisurilor sunt proluviale – reprezentate de conurile de dejecție de la gurile văilor afluate sau al organismelor torențiale (stinse sau active) ce coboară de pe versanți. Unele glacisuri iau și caracter coluvial, un exemplu în acest sens fiind glacisurile de la baza frunții platoului vulcanic.

Toate văile cu obârșiile în afara depresiunii, intră în cadrul arealului studiat, cu o luncă deja formată. Lățimea lor crește continuu de la câțiva zeci de metri la un kilometru și chiar peste 1 km în zonele de contopire. Ele reprezintă cele mai joase forme pozitive de relief ale depresiunii. Un aspect interesant îl constituie faptul că punctul cel mai jos al depresiunii nu este la ieșirea luncii Oltului din depresiune, ci la baza pintenului de terasă lacustră a Dealul Augustin Nord – Est (476,2 m), care este de 463 m după harta topografică și 460,24 m după modelul numeric al terenului. Aceste forme de relief sunt plane (unghiuri de înclinare între 0° și 2°), cu urme de albii părăsite (lunca Cormoșului), fiind zona marilor confluențe și a valorilor celor mai mari ale densității rețelei hidrografice. Se înregistrează cazuri când albia minoră nu urmează linia celor mai mici altitudini ale luncii. De asemenea apar suprafețe intens transformate și reorganizate pentru a satisface nevoile societății omenești.

Albiile minore s-au adâncit în suprafața luncii cu 0,5 – 1 – 2 m, chiar și cu 3 m (Oltul). Unele albii sunt rectilinii (au unghi de pantă mare), altele șerpuiesc printre glacisuri de luncă și, înaintea arealelor de confluență, meandrează puternic ca urmare a intersectării faliilor majore ale depresiunii. Cel mai mare coeficient de meandrare, respectiv 2, îl înregistrează Oltul, urmat fiind de Cormoș cu 1,85. Ambele valori au fost calculate de pe hărțile de dinainte de regularizare.

5.2.5. *Relieful antropic*

Perturbările în evoluția sistemelor naturale generate de activitatea antropică au avut inițial caracter izolat, ulterior căpătând un caracter generalizat.

Depresiunea Baraoltului reprezintă un areal populat din vechime, găsindu-se urme ale locuirii încă din neolitic.

Creșterea numărului de locuitori începând cu secolul al XIX-lea, alături de creșterea necesităților de hrană, au determinat împreună dezvoltarea practicilor agricole. Cu toate că substratul este unul sărăcăcios în materie de resurse minerale și sol, societatea a fost obligată să folosească unele tehnici intensive încă din evul mediu. Astfel, cea mai la îndemână metodă de creștere a producției de hrană a fost creșterea suprafețelor cultivate. Versanții mai accesibili din apropierea localităților (cu pante reduse) au suferit defrișări, începând astfel cultivarea lor. În decursul timpului, prin arătura executată de-a lungul curbilor de nivel, brazda fiind frecvent

întoarsă spre aval, parcelele cultivate și-au redus unghiul de pantă. Concomitent cu acest proces, în sectoarele din amonte și din aval de zonele cultivate, s-au dezvoltat fâșii cu un unghi de pantă mai mare. Aceste forme, cu aspect de terase evolute prin practicarea agriculturii, au fost denumite agroterase.

Agroterasele s-au dezvoltat în partea mediană a versanților cu expunere estică, sud-estică și sudică a Dealului Bacoș (590,4 m), Hotarului (620,2 m), Doboșeni Nord, Acoperișul Umbrei (583 m) (aparțin localităților Doboșeni și Filia). Agroterase apar și pe versanții nord-vestici și vestici ai Dealului Secerișului, aparținând orașului Baraolt. Cea mai mare extinderea a agroteraselor (atât în suprafață cât și în altitudine) se întâlnește în zona localității Herculan. Fiind considerat areal montan, acesta nu a suportat rigurile colectivizării, deci nu s-a distrus această formă de cultivare a terenului. Agroterasele de pe versanții sudici și sud-vestici ai Dealului Brun (715 m) și Culmii Gropii (804,9 m) (acesta este situată în afara perimetrului cercetat), se întind până aproape de 700 m.

În prezent agroterasele situate la înălțimi mari, dar și majoritatea celor situate în cuprinsul depresiunii, nu mai sunt cultivate, fiind supuse evoluției naturale.

Odată cu creșterea producției agricole s-a trecut la construirea unor diguri pentru mărirea forței apei și a canalelor de aducțiune a apei la diferite mori. Astfel de forme au fost create în luncile tuturor pâraurilor, astăzi păstrându-se cele din zona localității Herculan, Bățanii Mici, Bățanii Mari, Baraolt (lunca pâraului Baraolt) și Doboșeni (lunca Cormoșului).

Începuturile industrializării, de la sfârșitul secolului al XVII-lea, au determinat necesitatea creșterii cererii de fier, astfel s-au construit furnale de mai mare capacitate la Filia, Doboșeni și Herculan. Pentru încărcarea lor era necesară ridicarea unor rampe prelungi din rocă, acestea putând fi considerate forme pozitive (proeminente) de relief antropoc (s-a păstrat doar rampa de la capătul nordic al localității Filia, pe versantul stâng al văii Cormoșului). Această formă de relief antropoc are aspectul unei prispe lipite de versant asemănătoare unei terase, cu un pod de lățime de 3 m și înălțime ce crește constant spre clădirea furnalului.

În 1872 s-a deschis prima exploatare de cărbune în subteran, de tip industrial, la Căpeni. Aceasta reprezintă momentul de declanșare a procesului de modelare intensivă a reliefului. Raportându-se la relația suprafeței preexistente, morfologia antropocă se poate grupa în: forme pozitive – supratopografice (definite drept structuri antropice acumulative) și forme negative – cavități subtopografice (Anghel T. și Surdeanu V., 2007).

Formele supratopografice rezultă din îngrădădirea, mai mult sau mai puțin controlată, a materialului rezultat din executarea accesului până la zăcămintul de cărbune. În cazul exploatărilor subterane morfologia antropocă nu prezintă dimensiuni considerabile (microhalde),

spre deosebire de exploatările la zi (cariere) ce pot ajunge la milioane de m³ depozitați, ocupând suprafețe de zeci de kilometri pătrați.

Morfologia subtopografică este diferențiată, la rândul său, de tipul de exploatare. În cazul exploatărilor subterane abandonate, starea de tensiune din roci determină deformarea suprafeței terenului de deasupra zăcămintului, distrugându-se stabilitatea versanților (prăbușirea tavanelor și umplerea golului rezultat prin exploatare). Astfel suprafața topografică se deformează și apar albie de scufundare de diferite forme și adâncimi.

Din cauza abandonării lucrărilor de exploatare de la mina Căpeni, s-a format o albie de scufundare cu un lac ce prezintă o adâncime de 7 m și o suprafață de cca. 1 ha. Această formă negativă nu are caracter endoreic, întrucât pârâul Căpeni se scurge prin el. Pe malul sudic există s-a dezvoltat o alunecare de teren ce prezintă o cornișă de desprindere de 1 – 2 m înălțime, corpul alunecării se oprește în lac, iar suprafața afectată este de cca 650 m². În timpul funcționării acestei mine pe versantul drept al pârâului Căpeni s-au construit 17 case înșirate pe două rânduri, primul rând fiind situat pe marginea drumului de acces. Pentru cel de-al doilea șir de case s-a creat un nivel de terasă cu o altitudine relativă de 7 m față de drumul menționat, terasă se află pe versantul sudic al Dealului Secerișului (581 m), la altitudinea absolută de 520 m.

La exploatările subterane de la minele Vârghiș vest și Vârghiș sud (deschise în 1958, respectiv în 1968) deși grosimea lignitului extras a fost redusă, depozitele sedimentare situate în tavan s-au pus în mișcare, astfel umplându-se golul creat, fără însă a determina degradarea terenului de la suprafața topografică. Trebuie menționat faptul că la ambele mine au fost executate lucrări de închidere în subteran, ce au constat în aducerea la suprafață a utilajelor și reamblarea planelor înclinate până la o adâncime de 50 m.

Intrarea în mina Racoș puț (deschisă în 1977) este situată pe podul terasei fluvio-lacustre de la contactul versantului stâng al Cormoșului cu lunca. Din cauza condițiilor hidrogeologice a fost necesară generarea a două forme de relief negativ: un bazin de decantare (cu o capacitate de 1000 m³) și un canal de evacuare a apelor de mină, săpat la baza terasei lacustre, în lungime de 4500 m (până la un braț părăsit al Oltului). Procese de prăbușire au apărut și la această mină, ele manifestându-se în 2 etape. Prima a apărut chiar în timpul funcționării minei, deasupra unui abataj abandonat și închis; astfel a rezultat un lac situat la baza terasei fluvio-lacustre, acesta având o suprafață de peste 3 ha și o adâncime de circa 12 m. A doua etapă a început înainte de demararea lucrărilor de închidere a minei și continuă și în prezent, rezultând un nou lac situat la 160 m distanță de primul. Acesta are o suprafață de cca. 1 ha și o adâncime de 1,5 – 2 m.

În apropierea orașului Baraolt, exploatarea stratului III de cărbune s-a realizat tot în subteran. La est de oraș, dintr-o singură incintă se deschideau mai multe mine precum: Baraolt est, Baraolt sud, Baraolt II. Dintre acestea, mina Baraolt II prezintă forme subtopografice de relief, din cauza faptului că de aici s-au exploatat până la 4 state de cărbune cu grosime de până la 2,5m. În perimetrul aflat între pâraul Ágazat, la vest, Bodoșul Mic, la est, Baraolt, la nord, și Dealul Kopasz (557,5 m), la sud, încă din anii '90 ai secolului trecut a apărut o deformare negativă a suprafeței topografice. În urma aplicării aceluiași metodologii de închidere a minei (scoaterea utilajelor, oprirea pompării apelor de mină, reamblarea planelor înclinate până la adâncimea de 50 m, mascarea cu buldozerul a crăpăturilor de la suprafață, montarea de tuburi pentru evacuarea gazelor de mină, betonarea acceselor la planele înclinate etc) a rezultat o accentuare considerabilă a deformării suprafeței topografice. În anul 2005 luciul de apă al lacului format în acest sector se afla sub nivelul talvegurilor pâraurilor Ágazat, Bodoșul Mic și Baraolt. S-au făcut măsurători pentru a se afla diferența de nivel între lacul cu o suprafață de 2500 m² și pâraul Baraolt; diferența constatată a fost de 40 cm, formându-se astfel un bazin endoreic. În toamna anului 2007 evoluția lacului s-a accelerat ca urmare a faptului că fisurile au intersectat albiile pâraielor (de la vest și de la est). Astfel, a avut loc o refacere a nivelului hidrostatic, bazinul de recepție al lacului s-a mărit, adăugându-se cel al celor două ape curgătoare. În iulie 2008 suprafața lacului de apă a ajuns la 3 ha, cu o adâncime de 2,5 m, nivelul piezometric depășind cu 70 cm pe cel al talvegului pâraului Baraolt. În iulie 2010 apa ocupa 4 ha, adâncimea a crescut la 5 m, iar nivelul său depășea cu 1,7 m pe cel al aceluiași talveg.

Disfuncționalitatea cea mai însemnată provocată de evoluția acestei forme de relief este legată de scufundarea drumului de acces spre oraș, afectând și o gospodărie. În cadrul programului de închidere a minelor, în toamna anului 2010, s-a început construcția unui canal (lung de 250 m,) până la pâraul Baraolt, pentru menținerea constantă a nivelului lacului. De asemenea, a fost construit un nou drum de acces, pe versantul Dealului Kopasz.

În anii '70 ai secolului trecut a fost strămutată albia pâraului Baraolt pentru a se reduce cantitatea de apă infiltrată în galeriile minelor din estul orașului Baraolt. Această nouă albie minoră nouă a fost betonată și îndiguită pe toată lungimea sa (circa de 2820 m).

Încă de la începutul exploatărilor subterane s-a constatat necesitatea evacuării apelor de mină. În consecință s-a construit un canal lung de 2500 m – formă subtopografică de relief.

Exploatarea la zi a lignitului a determinat modificări profunde atât în ceea ce privește morfologia preexistentă, cât și echilibrul funcțional al arealului. Astfel s-au creat atât formelor negative de relief, cât și forme acumulative. Procesul prin care se generează noi forme de relief

ca urmare a modificării morfologiei preexistente, a căpătat o denumire plastică: „parazitare antropică” (Anghel T. și Surdeanu V., 2007).

În cazul exploatărilor în carieră, zăcămintul este decopertat, rezultând astfel o morfologie subtopografică (Anghel T. și Surdeanu V., 2007). În Depresiunea Baraolt, în cei peste 130 de ani de activitate minieră, au fost deschise 4 cariere de lignit: Vârghiș vest (1954), Racoș golf (1968), Bodoș (1985) și Racoș sud (1996). Primele două cariere au fost închise, dinamica din cadrul lor derulându-se sub impulsul factorilor naturali. La cariera Bodoș s-au terminat lucrările de închidere și ecologizare, iar la Racoș sud există încă activități de exploatare.

Cariera Vârghiș vest se află la contactul glacisului de sub dealul omonim (751,3 m) cu terasa fluvio-lacustră de pe versantul drept al pârâului Vârghiș, glacisul fiind fragmentat de valea Fierul. Pentru exploatarea stratului util de lignit pe o grosime de 18 m, a fost remodelată o suprafață de circa 70 ha (69,95 ha), procesul direct de extracție a afectând 41 ha. Haldele de steril aferente carierei Vârghiș ocupă 24,34 ha, iar volumul lor a fost estimat la cca. 2,6 mil. m³ (Anghel T. și Balázs Krisztina., 2006). Menționăm că aceste halde sunt halde de versant, înălțimea lor fiind imposibil de determinat întrucât au fost relocate, și întregul areal este puternic afectat de procese pluvio-denudaționale și gravitaționale. În timpul derulării procesului de exploatare a cărbunelui întregul areal a devenit unul endoreic, pentru drenare executându-se canale de evacuarea a apei. În amonte de carieră s-a săpat un tunel de circa 800 m pentru dirijarea apelor pârâului Fierul către pârâul Rica, cu scopul de a evita inundarea perimetrului minier. Pentru evacuarea apelor freatice și a celor pluviale s-au executat canale spre pârâul Vârghiș. Cu toate că s-au luat aceste măsuri, s-au format mai multe lacuri, acestea ocupând o suprafață totală de 3,6 ha. Dacă în urma exploatărilor subterane suprafețele lacustre se extind după formare, în cazul carierelor procesul este invers. Astfel în arealele cu exploatări la zi lacurile sunt mai mari la formare, după care se reduc, uneori chiar dispar ca urmare a colmatării, infiltrării sau drenării.

Cariera Racoș golf este situată pe valea pârâului Nadaș, s-a deschis în 1968 și a funcționat până în 1985, exploatăndu-se lignit pe o grosime medie de 3 – 5 m. După oprirea exploatării, întregul perimetru minier a evoluat natural. În prezent există o haldă de steril în afara perimetrului carierei, pe valea Rica, aceasta fiind situată la contactul luncii acestui pârâu cu versantul său drept. Halda anterior menționată ocupă o suprafață de 14 ha, are o înălțime relativă de 10 m față de nivelul luncii, este bine consolidată și acoperită de vegetație, aceasta nu este modelată de procese gravitaționale sau pluvio-denudaționale. În cadrul fostei cariere, procesele de versant au relocat întregul material afectat de exploatare, forma subtopografică

antropică luând aspectul unei microcuvete cu fundul plat și cu deschidere largă către lunca pâ râului Rica. În partea cea mai joasă a carierei s-a păstrat un lac a cărui suprafață de micșorază atât ca urmare a aluviunilor depuse de pâ râul Nadas (acesta a fost nevoit să-și sape o nouă albie în materialul neconsolidat), cât și a alunecărilor de teren de pe taluzul nordic.

Singura carieră la care s-au executat lucrări de închidere și ecologizare este cariera Bodoș, situată în cuveta depresionară omonimă. Prin lucrările încheiate în 2010 s-a încercat o diminuare a impactului procesului de parazitare antropică din timpul valorificării zăcământului de lignit. Suprafața afectată este în jur de 90 ha. Inițial a funcționat o haldă de versant ce ocupa cca. 25 ha pe flancul sud-vestic al Vârfului Cetății (614 m). O parte din sterilul acestei forme supratopografice de relief a fost relocată în zone mai joase ale carierei, astfel s-a încercat rearanjarea întregii suprafețe afectate, cu unghiuri de pantă cât mai mici. În cadrul acestei halde s-a efectuat o tasare a materialului steril, proces urmat de însămânțare, pentru a evita dezvoltarea proceselor denudaționale. În partea cea mai joasă a carierei s-a amenajat un lac de 0,5 ha, cu un canal de scurgere la supraplin, spre pâ râul Bodoșul Mic. Pe locul fostelor halde s-a reușit redarea pantei versantului existent înainte de deschiderea carierei. În zona exploatărilor a rămas o microcuvetă de cca. 60 ha, ce prezintă în centrul său acel lac amintit anterior. Aici nu s-a reușit formarea unghiurilor de pantă dorite, întrucât procesele denudaționale s-au și declanșat deja ca urmare a marilor cantități de precipitații căzute în iunie – iulie 2010.

La confluența Cormoșului cu Oltul, în 1997, s-au început lucrările de deschidere a carierei Racoș Sud. Suprafața totală ocupată de procesele de parazitare antropică se ridică la 1,4 km², din care formele negative dețin 311 ha și o adâncime relativă de 86 m (mai 2012) față de suprafața topografică inițială. Haldele de luncă se întind de-a lungul Oltului pe o distanță totală de 2,8 km. Aceste halde sunt compuse din două tipuri de depozite: unul cu orientare spre defileu (pe lungime de 1,9 km și o lățime cuprinsă între 50 și 170 m), iar celălalt este situat la est de carieră (are o lungime de 900 m).

În afara acestor două forme de relief (cuveta carierei și halda de steril) s-au mai executat următoarele lucrări cu impact asupra morfologiei: strămutarea albiei minore a Cormoșului într-un canal cu o lungime de 1,1 km, săparea unor canale de evacuare a apelor rezultate din întretăierea freaticului (înconjoară cuveta carierei), în lungime totală de 2,8 km. Începând din 2007 nu se mai execută lucrări de amenajare, decopertare, acum existând doar acțiuni de menținere în stare de exploatabilitate a perimetrului.

În concluzie, în Depresiunea Baraoltului, în funcție de tipul de acțiune antropică generatoare și scopul creării morfologiei antropice, pot fi puse în evidență patru tipuri de forme de relief antropic.

Din activitatea agricolă îndelungată, desfășurată pe versanți, au luat naștere agroterasele, a căror extindere depășește limitele depresiunii (prima categorie de relief antropic).

S-au săpat canale, albie minore artificiale etc. pentru: alimentare cu apă, apărare împotriva inundațiilor, evitarea inundării unor galerii de mină, exploatarea lignitului din statele situate sub cursuri de apă etc. Spre aceste canale artificiale au fost dirijate parțial sau total apele curgătoare, prin aceste canale s-au îndreptat unele cursuri de apă, iar pentru aceste canale s-au construit diguri. O parte dintre aceste lucrări pot fi catalogate drept dezorganizare voită a rețelei hidrografice (Anghel T. și Surdeanu V., 2007). Aceste forme de relief formează cea de-a doua categorie de morfologie antropică.

Activitatea minieră este responsabilă pentru cele mai spectaculoase modificări ale contextului geomorfologic, cu toate că formele rezultate din cele două tipuri de exploatare (sub- și suprateran) sunt asemănătoare, este necesară o tratare separată a acestora.

Galeriile rezultate prin exploatare subterană se caracterizează prin procese de umplere a golurilor subterane, cu consecințe directe asupra suprafeței topografice (deformare). În majoritatea cazurilor aceste forme negative prezintă un caracter de bazin endoreic, se pot umple cu apă, de proveniență pluvială sau subterană (ca urmare a refacerii naturale a nivelului hidrostatic ce a fost coborât din cauza exploatării miniere). O caracteristică a acestor lacuri este că, în faza imediat următoare formării, suprafața și adâncimea lor crește, putând reprezenta un hazard natural indus. Microbazinetele astfel formate reprezintă cea de-a treia categorie de relief antropic.

În cazul activității miniere la zi formele create sunt mult mai spectaculoase, fie că este vorba de proeminențe topografice, fie de goluri subtopografice. Aceste forme de relief se deosebesc de precedentele prin faptul că sunt modelate direct, ca urmare a acțiunilor concrete de sculptare a unei suprafețe rezultată ca urmare a proceselor autoorganizatorice ale microsistemului natural. Cele patru cariere oferă imaginea evoluției acestei celei de-a patra categorii de relief antropic, care grupează haldele și cavitățile de mari dimensiuni.

Cele trei faze surprinse în studiul nostru sunt reprezentate de: faza de modelare efectivă a reliefului natural preexistent (crearea inversiunilor de relief – cariera Racoș Sud), faza imediat următoare abandonului perimetrului minier (se caracterizează prin procese denudaționale în desfășurare – cariera Vârghiș vest), faza de stabilizare și de reinstalare a echilibrului natural (cariera Racoș golf). Cea de-a patra carieră – cea de la Bodoș – oferă o imagine a succesului în ecologizarea haldelor, dar și a eșecului în privința stabilizării versanților microcuvetei de exploatare.

5.3. Procese geomorfologice contemporane

Variabilele de prim rang, care contribuie la procesele de modelare contemporană a reliefului sunt cantitatea de precipitații, regimul temperaturii aerului, gradul de acoperire a terenurilor cu vegetație, tipul de vegetație, activitatea umană etc.. Având în vedere particularitățile morfografice și morfometrice ale Depresiunii Baraoltului, procesele geomorfologice actuale înglobează procese de versant și procese de albie. În funcție de natura agentului care desfășoară procesele de eroziune, transport și/sau acumularea materialelor dislocate de pe versanți, caracteristice sunt: procesele gravitaționale (prăbușirile și alunecările de teren) și procese pluvio-denudaționale (eroziune areolară și eroziune în adâncime).

Surpările afectează, în special, pereții verticali sau aproape verticali. Formele de relief rezultate pe aceasta cale sunt favorizate de condițiile tectonice precum și de activitățile antropice.

Sistemul ruptural al Cormoșului are o deschidere naturală la 180 m de intersecția Dj 131 cu Dc 38 în direcția localității Doboșeni, sub forma unui perete vertical lung de 50 m și înalt de 10 m. Prin ruperea echilibrului, în special primăvara timpuriu sau toamna târziu, când schimbările de fază ale apei sunt frecvente, bucățile de rocă se depun (în urma prăbușirii) la baza peretelui, formând mici trene de grohotis. Facem referire la elementele nivelului vulcano-sedimentar superior (friabil) și la marne. Dimensional, fragmentele desprinse sunt de ordinul decimetrilor.

Un perete asemănător, însă rezultat prin activitatea antropică, se află la debușeul văii pârauului Dungo în lunca Baraoltului. Este vorba despre o carieră deschisă într-un strat de nisip grosier slab cimentat, de culoare roșcată, component al aceluiași nivel vulcano – sedimentar. Lungimea peretelui este de 45 m, înălțimea avea 10 m. În timpul lucrărilor de ecologizare (iunie 2011), s-a prelevat o cantitate considerabilă de material, distrugându-se fragilul echilibru, astfel trei blocuri, de dimensiuni metrice, s-au prăbușit în urma unei ploi torențiale.

Alunecările de teren, declanșate din cauze pur naturale, sunt mai puțin frecvente și mai puțin profunde, fiind specifice versanților cu o declivitate cuprinsă între 15° și 25°. Cea mai mare se află la marginea vestică a depresiunii, în zona de obârșie a pâraurilor Szilas și Pustnicului, aproape de culmea Dealului Bonța (603,1 m), pe flancul său sud-vestic. Este o alunecare în valuri, a cărei suprafață depășește cu puțin 20 ha, cornișele de desprindere au lungimi cuprinse între 397 și 414 m, adâncimea variază între 40 și 80 cm, atingând în unele locuri 1 m, lățimea valurilor variază și ea între 50 cm și 1,5 m.

Celelalte alunecări sunt considerabil mai mici și afectează suprafețe foarte restrânse. Una din acestea se află în apropierea localității Doboșeni pe parcela denumită Padárka, pe versantul unei văiugi între 535 și 545 m altitudine, într-o zonă cu unghi de pantă cuprinsă între

15° și 25°. Este o alunecare în brazde, cu o cornișă de desprindere superficială de 50 – 75 cm, de lungime de 30 m. Corpul alunecării este foarte scurt doar 22 m, iar baza se oprește în talvegul văiugii, suprafața afectată fiind în jur de 1000 m². Pe raza localității Vârghiș, aproape de poalele Dealului Pădurea Dascălilor (716,1 m), pe parcela denumită Câmpia Mare, la o altitudine de 525 m, este activă o altă alunecare de mici dimensiuni, în brazde. Cornișa de desprindere este tot superficială (60 – 80 cm), are o lungime de 80 m, iar deluviul 26 m. Suprafața totală afectată este de 1800 m². Între localitățile Baraolt și Biborțeni, pe versantul stâng al Văii Baraoltului sunt patru mici alunecări lenticulare, active, a căror cornișe de desprindere au lungimi între 5 și 30 m, sunt superficiale (50 – 75 cm). Deluviul este foarte scurt, între 3 și 10 m. Pe versantul estic al Dealului Deasupra Dosului (după unii Dealului – 687,07 m) –, parte a Munților Perșani –, în intravilanul localității Augustin, la altitudinea de 485 m, este activă o altă alunecare lenticulară, superficială (40 – 80 cm). Cornișa de desprindere are o lungime de 134 m, deluviul 31 m, iar suprafața afectată este de 4360 m².

Asemenea mișcări în masă, mult mai mari și active, sunt rezultatul intervenției antropice și apar în carierele de lignit abandonate și în carierele de argilă. Acestea din urmă, fiind exploatate activ, sunt supuse transformării continue.

La intrarea în cariera Vârghiș vest, pe versantul drept al pârauului Fierul, este un lac înconjurat de o cornișă de desprindere semicirculară în lungime de peste 900 m. Altitudinea relativă față de luciul de apă este de 14 m, peretele ei are între 1 și 3 m, iar corpul de alunecare până la malul lacului are o suprafață de 5 ha. Este o alunecare monticulară. Mai în amonte, pe versantul stâng al aceluiași pârau, se pot distinge trei mari alunecări curgătoare, care afectează în total peste 2 ha și sunt despărțite între ele de două ravene cu vegetație hidrofilă. Cornișa de desprindere este la marginea drumului de acces în carieră, iar piciorul în albie, căreia îi provoacă mici meandrări. Tot pe același versant, dar în amonte de drum, evoluează o alunecare în brazde, cu o cornișă aproape continuă pe o lungime de 700 m și o înălțime cuprinsă între 2 și 5 m. Suprafața afectată este de aproximativ 11 ha. În colțul cel mai îndepărtat al carierei se află două lacuri, la o distanță de cca. 300 m una de alta, în jurul cărora se dezvoltă alunecări asemănătoare ca în zona de intrare.

Aceste mișcări în masă sunt cele mai active din întreaga Depresiune a Baraoltului și afectează cele mai mari suprafețe. Cu toate că scenariul de desfășurare este asemănător cu al celor care s-au declanșat natural, aceste alunecări caută să restabilească echilibrul straturilor de roci deranjate prin procesele de parazitare antropică.

Totuși, cele mai spectaculoase sunt cele care au rămas active în cariera Racoș golf. Pe versantul stâng al văii Nadas, există o cornișă de desprindere de 500 m lungime, cu înălțimea

cuprinsă între 8 și 10 m, ce se aseamănă cu o cuestă. Corpul de alunecare, în valuri, acoperă o suprafață de cca. 2,7 ha, iar piciorul se pierde sub apele unui lac în continuă restrângere. La capătul din amonte a microcuvetei, pe versantul drept al aceleiași văi, este activă o deplasare în masă și mai spectaculoasă. Cornișa este de peste 600 m lungime și înaltă de 15 – 20 m, corpul este format din monticuli asemănători cu niște glinee prelungi. Au pereți aproape verticali, înălțime relativă între 10 – 15 m, vârf rotunjit, lipsit de vegetație. Se pot distinge trei asemenea forme succesive. Primul, cel dinspre piciorul alunecării, are o lungime de 50 m, al doilea 80 m, iar cel mai recent desprins peste 100 m. Între ele se interpun ulucuri depresionare lipsite de vegetație, alcătuite din straturi de marne cu *Limnocardium* la zi. Acest tip de morfologie se poate observa doar în partea centrală a alunecării, spre margini monticuli au dimensiuni mai reduse mai mici și păstrează ochiuri de apă în ulucurile depresionare. Această alunecare afectează o suprafață de circa 20 ha, piciorul acesteia oprindu-se în albia pârâului Szilas, afluent al Nadașului.

După terminarea lucrărilor de închidere și ecologizare a carierei Bodoș s-ar putea crede că aici nu pot fi identificate procese de versant active. Prin relocarea materialului haldelor și prin tasare nu s-a reușit pe versantul estic al microcuvetei obținerea unui unghi de pantă, care să preîntâmpine declanșarea mișcărilor în masă. În perioada imediat următoare recepției au căzut cantități însemnate de precipitații care au declanșat pe acest versant alunecări de teren monticulare. Cornișa de desprindere are o lungime de cca. 450 m, o înălțime între 2 – 3 m și se situează pe marginea pădurii care acoperă creasta Dealului Pădurea Mare (645,5 m). Suprafața corpului de alunecare este în jur de 7,6 ha. În toamna anului 2010 corpul alunecării s-a oprit la marginea șanțului săpat pentru canalizarea apei pluviale de la baza versantului. În iulie 2011 acesta s-a oprit în lacul de agrement de pe mijlocul microcuvetei, dislocând atât șanțul, cât și drumul de pe malul acestuia, pe o lungime de cca 10 m. Chiar dacă s-ar fi respectat proiectul, care prevedea plantarea de salcâmi pe acest versant, nu s-ar fi putut evita declanșarea procesului, puietii fiind prea mici pentru a fixa versantul.

Procese geomorfologice contemporane, în care agent modelator este apa neorganizată în sisteme fluviale, sunt observabile primăvara timpuriu, la topirea zăpezilor și în perioadele de precipitații lichide, abundente. Un rol important în manifestarea acestor procese îl au gradul de acoperire cu vegetație a terenului precum și tipul acestuia, la care se adaugă activitatea antropică. Ca și în cazul deplasărilor în masă și proceselor pluvio-denudaționale, procesele sunt declanșate fie în mod natural, fie sunt induse de activitatea antropică.

Eroziunea areolară este observabilă pe culmile deluroase cu declivitate redusă (0° – 2°), lipsite de vegetație forestieră.

Ogașele și ravenele sunt prezente în zonele de obârșie ale pâraielor sau a văiugilor cu scurgere semipermanentă. S-a remarcat faptul că în marea lor majoritate acestea prezintă covor vegetal, ceea ce indică, pe de o parte lipsa agresiunii eroziunii în adâncime, iar pe de altă parte încadrarea într-un grad avansat de evoluție.

Organisme torențiale mai viguroase semnalăm în proximitatea localității Augustin, pe versantii estici, nord-estic și nordic al Dealului Deasupra Dosului (684,07 m). Se dispun paralel, la mică distanță unele de altele. Sunt bine puse în evidență toate cele trei componente principale: bazinul de recepție, canalul de scurgere și conurile de dejecție. Ultimele sunt puternic modificate de activitatea antropică, fiind situate în intravilanul localității amintite. Bazinele de recepție se întind între 560 și 525 m altitudine, într-un areal cu unghiuri de înclinare cuprinse între 6° – 10° , unde eroziunea regresivă este încetinită. Canalele de scurgere au lungimi cuprinse între 434 și 626 m, iar adâncimea acestora se înscrie între 5 și 12 m. Toate sunt acoperite de vegetație, pe două dintre acestea apărând chiar o vegetație arboricolă. Evoluția celor patru torenți este mult încetinită de prezența unor bazine de recepție cu declivitate redusă, de existența covorului vegetal. Existența unor construcții pe aceste conuri indica vechimea acestora.

În arealul aflat în studiu există multe situații în care procesele pluvio-denudaționale – eroziunea areolară și torențială – sunt determinate sau influențate de activitatea antropică. Putem face referire la terenurile arabile aflate pe versanți cu diferite înclinări care, prin lucrări agricole necorespunzătoare, pot crea condiții de declanșare a eroziunii torențiale. Micromorfologia rezultată dispare odata cu precipitații noi mai însemnate cantitativ.

Trebuie incluse aici și drumurile din sectoarele de pășune a localităților depresiei. Acestea se prezintă sub forma unor benzi lipsite de vegetație, ce se întind de la capătul unei străzi până la locul de pășunat, care se află pe înălțimile învecinate. Ca urmare sunt bătătorite pe versant, iar unghiul de pantă favorizează dezvoltarea majorității proceselor amintite: atât ablație, cât și procese torențiale, de la cele minore (făgașe, ogașe), la ravene și torenți. La Baraolt, pășunea crescătorilor de vite se află pe culmile Dealului Secerișului (600,6 m). Pentru a ajunge aici, animalele străbat zilnic (din mai până la prima zăpadă), versantul nordic al acestui deal, în care predomină înclinările de 10° – 15° , prin locul denumit Kükücske. Torentul care a evoluat aici are un bazin de recepție de aproape 6 ha, din acesta se ramifica mai multe ogașe spre canalul de scurgere iar conul de dejecție, îngemănat, se întinde pe aproape 3 ha. Pe acesta s-a executat un canal de dirijare a apelor către canalul minei Baraolt.

Alte procese de ablație și torențiale induse de activitatea antropică sunt în desfășurare în carierele de lignit abandonate sau închise și ecologizate. În cariera Vârghiș vest, aflată în

stadiul de restabilire a echilibrului natural, aceste procese sunt cele mai active. Urmele eroziunii areolare se pot regăsi pe suprafețele cu unghiuri de pantă mici neacoperite încă de vegetație. Făgașele, ogașele și ravenele de mici dimensiuni sunt răspândite pe toate cele trei laturi ale microcuvetei. Evoluția lor este foarte rapidă, întrucât suprafața de dezvoltare este alcătuită din material friabil neconsolidat, astfel încât numărul, cât și dimensiunile lor se schimbă în continuu, până se va ajunge din nou la stadiul de echilibru.

Cu totul alta este situația în cariera Racoș golf, unde există deja un echilibru după procesele de parazitare antropică. Întreaga suprafață a microcuvetei este acoperită de vegetație, cu excepția cornișelor de desprindere și monticulilor (menționați anterior) pe suprafața cărora pot lua naștere șiroiri. Pe versantul sudic, pe care covorul vegetal nu este foarte compact, pot lua naștere, în condiții favorabile, areale cu ablație și șiroiri care duc la formarea de făgașe, fără o evoluție spre procese care să dăinuie în timp. Pe versantul nordic, mai umed, se mai păstrează urmele câtorva ogașe și ravene, dar toate sunt înierbate și doar neuniformitatea versantului amintesc de ele.

Un alt loc în care aceste procese s-au declanșat, este cariera Bodoș. Pe versantul vestic al microcuvetei, la câteva luni după recepționarea lucrărilor de închidere și ecologizare, pe suprafața înșămânțată cu lucernă s-au putut observa urme ale procesului de ablație și eroziune în adâncime, în urma cărora au rezultat făgașe și ogașe mici, care au creat spre baza versantului mici conuri de dejecție (harta 12).

Procesele de albie din Depresiunea Baraoltului se desfășoară între limitele impuse de numeroasele construcții hidrotehnice. Dacă acestea sunt depășite de procesele naturale, atunci se recurge la readucerea lor între aceste limite. Numai la extremitățile nordice, nord-vestice și estice aceste procese sunt naturale. Este vorba de albia minoră a Cormoșului, a Vârghișului, a pârâului Baraolt, a Bradului Mic, a Ozuncăi, până la acele puncte, de unde s-au executat lucrări de apărare împotriva inundațiilor.

Luând în considerare profilele transversale ale văilor din aceste zone, unghiul de pantă al talvegului, între 3,5% și 0,5% (calculat pe baza diferențelor de cotă absolută a talvegului din km în km), nu este caracteristică eroziunea de adâncime, dar ea a existat într-un trecut nu prea îndepărtat, din moment ce albiile minore sunt adâncite în luncă – 0,5 – 1,5 m. Meandrarea este slabă – coeficienții de meandrare în acest sector sunt între 1,3 și 1,1. În aceste meandre slabe, cu raze mari de curbură, există eroziune laterală pe malul convex, respectiv depunere pe malul concav. La ape mari micile bancuri de material depus sunt distruse; surpările de mal nu sunt spectaculoase, deci nu se întrunesc condiții pentru procese erozive și acumulative de mare amploare. Se poate aprecia că în acest sector principalul proces de albie este transportul.

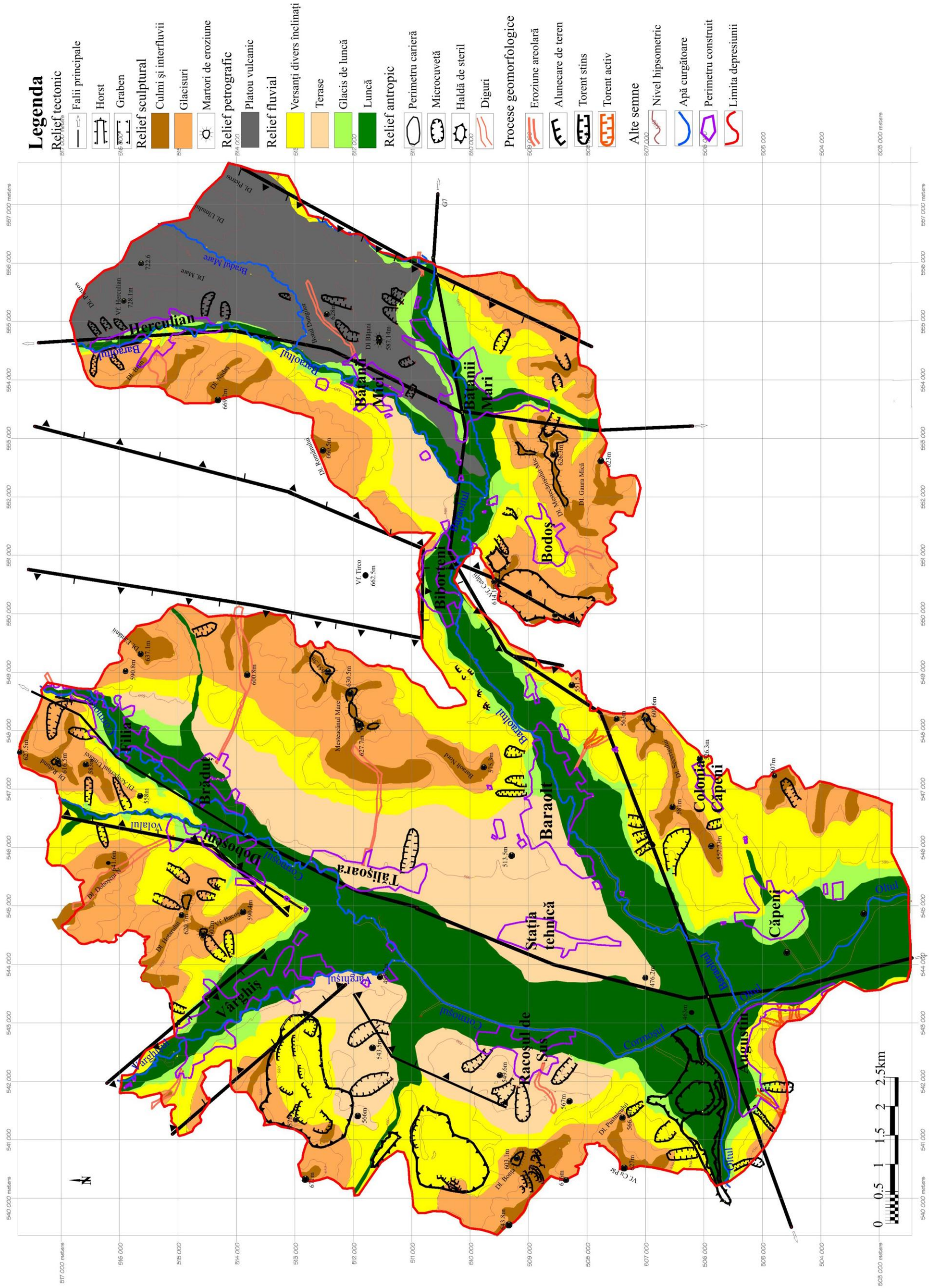
În zonele unde panta se reduce, în apropierea confluențelor, cursurile principalelor ape ale depresiunii încep să se meandreze mai puternic. Acestea sunt sectoarele unde predominante devin procesele de eroziune laterală și depunere iar „conflictele” între natural și antropic se accentuează. Pentru a diminua gradul de vulnerabilitate în fața acestor procese, s-au executat lucrări în urma cărora procesele de albie nu se mai desfășoară natural.

Albia minoră a Cormoșului a suferit modificări începând din sectorul dintre localitățile Doboșeni și Tălișoara. Malurile au fost întărite, în punctele critice s-au executat corecții de albie și s-au construit diguri de protecție împotriva inundațiilor. În aval de confluența cu Vârghișul întreaga albie a fost strămutată în cea a Ricăi, așa cum s-a mai amintit într-un subcapitol precedent. Scopul urmărit a fost acela de a transforma condițiile locale, astfel procesele de eroziune laterală (cu tendințe de meandrare puternică - coeficient de meandrare 1,85) să devină procese de transport, pentru ca apa și aluviunile să iasă cât mai repede din zonele de locuite. La confluența cu Oltul strămutarea într-o albie artificială s-a realizat pentru a oferi spațiu carierei de lignit Racoș sud.

În cazul albiei minore a pârâului Baraolt modificarea începe din amonte de arealul de confluență din bazinul estic prin aceleași lucrări, iar la confluență întăririle de maluri sunt realizate cu gabioane. După ieșirea din strangularea de la Biborțeni pârâul Barolt a fost redirijat într-o albie minoră artificială, cu scopul de a-l scoate din perimetrul minier. Albia aproape rectilinie a fost betonată pe o distanță de 1 km amonte de la capătul estic al orașului Bataolt, dar nu s-a reușit o totală transformare a proceselor naturale. Unghiul de pantă a fundului betonat a fost prea mare, racordul dintre acest talveg și cel nebetonat era necorespunzător. Astfel au apărut procesele de eroziune în adâncime și regresivă care au distrus sectorul amenajat. La ieșirea din Biborțeni, cu cca. 300 m în aval, au apărut procese de eroziune laterală și de depunere, urmate de formarea de meandre. În ultimii 15 ani acestea au evoluat atât de mult, încât au distrus și digul de protecție împotriva inundațiilor.

În aval de orașul Baraolt predomină procesele de depunere și eroziune laterală, albia minoră nu a suferit modificări majore (doar s-au construit diguri de apărare împotriva inundațiilor). Situația se schimbă în aval de podul de la Căpeni. Aici, albia s-a reconstruit pentru a deveni rectilinie și pentru a asigura un unghi de pantă favorabil procesului de transport (drenării apei).

În albia minoră a râului Olt predomină aceleași procese ca la toate albiile la care s-au executat lucrări de rectificare a cursului și pantei talvegului pentru a înlesni procesul de transport. Numai în sectorul din aria aflată în studiu au fost create în acest fel 10 albiile părăsite.



Harta nr. 12: Depresiunea Baraoltului – Harta geomorfologică

Față de cele menționate până acum, o situație aparte o prezintă albia minoră a pârâului Nadas, care și-a pierdut total statutul natural în urma proceselor de parazitare antropică desfășurate în cariera de lignit Racoș golf. După abandonarea exploatarei procesele de versant declanșate pentru restabilirea echilibrului au tendința să barareze albia minore. Astfel principalul proces care se desfășoară este eroziunea de adâncime, urmat de surpări de maluri și transport, pentru stabilirea unui curs și dezvoltarea unei albie noi.

În concluzie procesele geomorfologice naturale, la care suntem martori, desfășurate în Depresiunea Baraoltului, sunt de mică amploare și afectează suprafețe restrânse, ceea ce arată o stare de relativ echilibru a geocomplexului depresionar. Intervenția antropică, pe suprafețe mai mici sau mai mari, introduce o serie de „praguri” și forțează natura să se reorganizeze pe ariile respective. Aceste reorganizări se desfășoară prin procese, supuse aceluiași legii naturale, care le guvernează pe cele declanșate în mod natural. Activitatea umană reprezintă o variabilă ce introduce impulsuri (informații noi) în sistem, iar acesta răspunde prin procese geomorfologice naturale și tinde spre o nouă formă de ordine.

5.4. Susceptibilitatea la alunecări de teren

Am considerat util să conferim o dimensiune mai pragmatică capitolului de față inserând, la finalul său, un demers menit să pună în evidență susceptibilitatea terenurilor la alunecările de teren.

În România, la elaborarea Planului de amenajare a teritoriului național – secțiunea a V-a – Zone de risc natural, s-au definit și metodologiile de întocmire a hărților de risc natural. Prin Legea nr. 575/2001 s-a aprobat acest plan, iar prin Hotărârea Guvernului nr. 447/2003 s-au aprobat normele metodologice privind modul de elaborare și conținutul hărților de risc natural la alunecări de teren și inundații. Anexa 1 din această hotărâre se referă strict la alunecările de teren.

S-a adoptat această metodă întrucât este cea care este cuprinsă într-un sistem legislativ astfel ceea ce permite folosirea sa în orice cadru juridic.

Prin aplicarea metodei se efectuează un model semicantitativ, care permite calcularea coeficientului mediu de hazard și realizarea unei hărți cu potențialul (susceptibilitatea) de producere a alunecărilor de teren.

Acest model se bazează pe un model statistic ce descrie relațiile dintre alunecările de teren și factorii pregătitori (variabile independente), apoi relațiile dintre alunecări și factorii declanșatori (variabilele dependente). Cu alte cuvinte, modul de elaborare a hărților de susceptibilitate la alunecări impus de H.G. nr. 447/2003 este o analiză statistică bivariată.

Până la acest punct al studiului nostru s-au parcurs majoritatea etapelor necesare efectuării modelului de susceptibilitate, respectiv, digitizarea bazei topografice, caracterizarea mediului natural al depresiunii, toate aparținând etapei calitative a elaborării hărții. Mai rămâne selectarea criteriilor pentru estimarea susceptibilității la alunecări de teren, care se poate realiza pe baza celor evaluate până acum. Aceste criterii sunt de ordin geomorfologic: altitudine, adâncimea fragmentării reliefului, densitatea fragmentării reliefului, orientarea versanților și panta; cel de ordin calitativ sunt solurile; iar de ordin antropic: utilizarea terenurilor. În urma selecției criteriilor, rezultă două categorii de variabile: cele independente care le includ pe cele geomorfologice și pe cele calitative; și variabilele dependente, incluzând criteriul antropic. Toate la un loc reprezintă coeficienții de risc.

După stabilirea coeficienților amintiți mai sus, s-a trecut la etapa estimării valorii și distribuției geografice a lor, precum și la stabilirea gradelor de potențial, cărora le corespunde o anumită probabilitate de producere a alunecărilor de teren. H.G. nr. 447/2003 stabilește următoarele grade de potențial: scăzut, mediu, ridicat, iar ca probabilitate de producere: practic 0, (coeficient 0), redusă (coeficient $< 0,1$), medie (coeficient $0,1 - 0,3$), medie-mare (coeficient $0,31 - 0,50$), mare (coeficient $0,51 - 0,8$), foarte mare (coeficient $> 0,8$).

Primul criteriu geomorfologic, cel al altitudinii, a folosit harta hipsometrică pentru calculul coeficienților, rezultând faptul că teritoriul Depresiunii Baraolt nu are decât areale cu coeficienți mai mari de 0,3 (harta 13). Ca și suprafețe, arealele cu probabilitate medie-mare, ocupă $48,85 \text{ km}^2$, adică 33,92% din teritoriul depresiunii și ocupă partea inferioară, fruntea teraselor fluvio-lacustre.

Cu probabilitate mare de producere a alunecărilor de teren, conform altitudinii, s-au identificat $77,48 \text{ km}^2$, adică 53,8% din suprafața depresiunii. Aceste areale ocupă în general cea mai mare parte a zonei de studiu, iar în particular, cea mai mare parte a versanților și a glacisurilor.

Probabilitate foarte mare de producere al acestui fenomen, cu un coeficient peste 0,8, s-a putut calcula pentru o suprafață de $17,96 \text{ km}^2$, adică 12,28% din teritoriu. Este vorba în primul rând de platoul vulcanic și înălțimile de peste 650 m care mărginesc depresiunea.

Următorul criteriu geomorfologic analizat vis-a-vis de fenomenul alunecărilor de teren este adâncimea fragmentării. În urma analizei G.I.S. a rezultat că există doar terenuri cu probabilitate redusă și medie de producere al acestui fenomen, adică mai mic decât 0,1 până la 0,3 (harta 14.).

Cea mai mare parte a depresiunii se încadrează în prima categorie, ce atinge o suprafață de $118,31 \text{ km}^2$, adică un procent de 82,14% din întregul teritoriu aflat în studiu. Gradul de

potențial mediu însumează doar 25,71 km², adică 17,85% din teritoriu. Aceste suprafețe sunt situate în bazinul estic, în jurul vârfului Herculan (728,1 m), în sudul acestui bazin, în zona Dealurilor Cinodului și în cuveta Bodoș, iar în bazinul vestic, ele se situează, cu întreruperi, de jur împrejur, în zona celor mai mari altitudini.

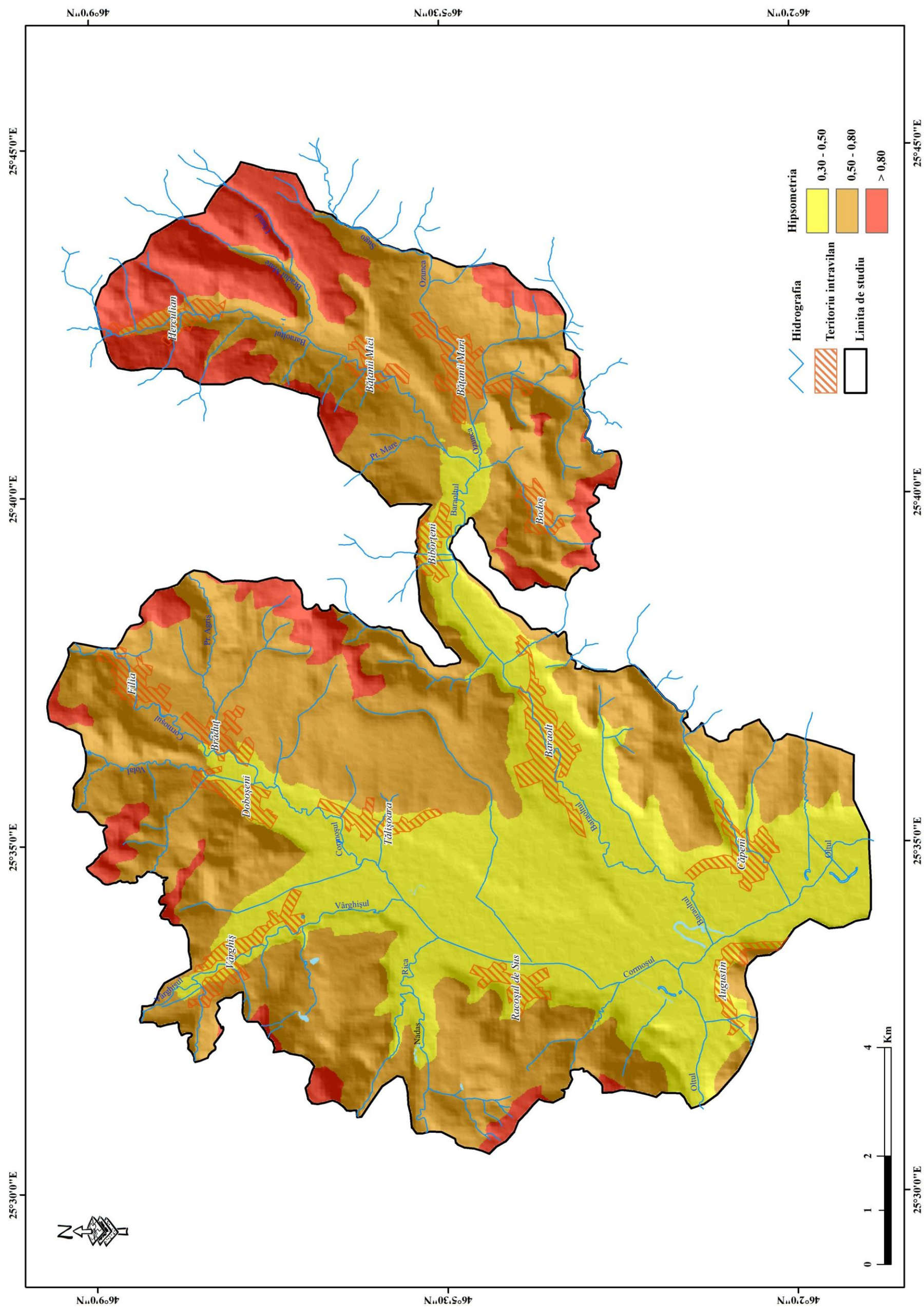
Pe baza densității fragmentării reliefului s-au identificat cinci grade de potențial: redus, mediu, mediu-mare, mare și foarte mare. Cele mai mari suprafețe au un potențial redus: 67,53 km², adică aproape jumătate din teritoriu (46,89%). În ordine descrescătoare urmează arealele cu potențial mediu (27,98km² – 19,43%), mare (18,6km² – 12,91%), mediu-mare (16,27–11,3%) și foarte mare (13,64km² – 9,47%) (harta 15).

Având în vedere faptul că în Depresiunea Baraolt valorile cele mai mari ale densității fragmentării se înregistrează în arealele joase, relativ plane de confluență, de meandrări, imaginea conform căreia potențialul de alunecări de teren este foarte mare acolo unde densitatea fragmentării este cea mai mare, este falsă, dar ea se va corecta atunci când se va calcula coeficientul mediu de susceptibilitate.

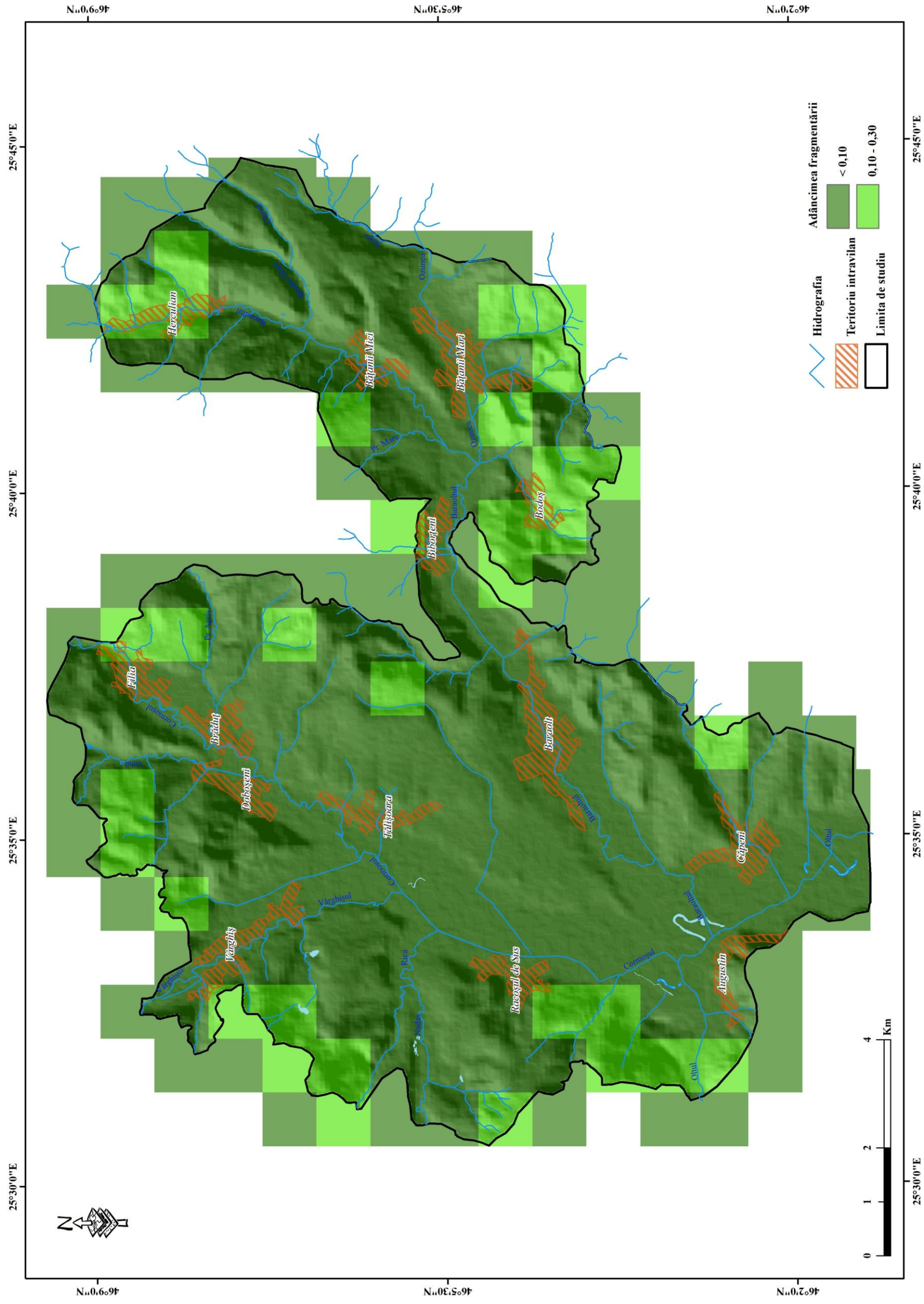
Datorită influenței pe care o are radiația solară în procesele energetice primare, desfășurate la nivelul suprafeței subiacente, cu repercusiuni în declanșarea alunecărilor de teren, orientarea versanților a fost inclusă în gama de criterii pentru care s-au calculat coeficienții de risc.

Astfel, după rularea pe platforma G.I.S. s-au obținut cinci grade de probabilitate de producere a alunecărilor de teren: redusă, medie, medie-mare, mare și foarte mare (harta 16.). Între ele, cele mai mari suprafețe ocupă acele terenuri pentru care s-a calculat un coeficient de probabilitate foarte mare (36,73 km² – 25,5% din suprafața depresiunii), ce se întind pe versanții cu orientare vestică și sudică. Ca și suprafață urmează, în ordine descrescătoare, acele terenuri care prezintă un coeficient de probabilitate mare (36,58 km² – 25,4% din suprafața depresiunii), ce se întind în special pe versanții de orientare estică. Aproape la fel de mari sunt și terenurile cu un coeficient de probabilitate medie-mare (31,65km² – 22% din suprafața depresiunii). Ele se întind pe majoritatea versanților de orientare estică, dar și pe unele de orientare sudică. Probabilitate redusă de producere a alunecărilor de teren au suprafețele plane din luncile Oltului și a pâraurilor. Acestea însumează 14,99 km², adică 10,4% din zona aflată în studiu. Pentru celelalte terenuri, de 24,07 km², s-a calculat un coeficient mediu de probabilitate.

Înclinarea versanților este unul din cei mai importanți factori pregătitori, una din variabilele independente ale declanșării alunecărilor de teren. Având în vedere faptul că panta medie calculată în subcapitolul 5.1.4. în Depresiunea Baraolt este de 5,5°, iar 60% din suprafața



Harta nr.13: Harta susceptibilității la alunecări de teren în funcție de altitudine



Harta nr.14: Harta susceptibilității la alunecări de teren în funcție de adâncimea fragmentării

sa are pante mai mici de 6°, se așteptau rezultate mari pentru coeficienții mici, cuprinși între 0 și 0,3.

Acesată supoziție s-a confirmat, probabilitatea de producere a alunecărilor de teren este redusă, calculată pe baza pantei terenurilor care însumează 81,74 km² – adică 56,7% din totalul suprafeței depresiunii, iar arealele de probabilitate medie însumează 60,84 km², ceea ce reprezintă 42,24% din aria aflată în studiu. Aceasta înseamnă că din punctul de vedere al înclinării versanților aproape întreaga depresiune prezintă o probabilitate redusă și medie de producere a alunecărilor de teren (harta 17).

După analiza criteriilor cantitative s-a trecut la analiza criteriului calitativ, adică analiza relației dintre alunecările de teren și calitatea solurilor.

Astfel, a rezultat o imagine asemănătoare cu analiza relației dintre alunecări și densitatea fragmentării, cel puțin din perspectiva contradicției dintre un teren plat – luncă și probabilitatea foarte mare de producere a alunecărilor. Adică, terenurile cu soluri aluviale și tehnosol din luncile râurilor au coeficienți de probabilitate foarte mare (harta 18) și însumează 41,18 km², cu o rată de 28,6% din suprafața depresiunii. Pentru celelalte tipuri de sol, prezente în depresiune, au rezultat coeficienți de probabilitate mare pe 102,09 km², ceea ce reprezintă 70,88% din suprafața totală și cu probabilitate medie-mare pe doar 1,06 km², reprezentând 0,74% din suprafața totală.

Singura variabilă dependentă, luată în calcul în modelul nostru, este modul de utilizare al terenurilor. Pentru acest criteriu antropic rezultatele au fost cele așteptate. Un coeficient de probabilitate foarte mare a rezultat pentru terenurile de folosință agricolă: arabil, fâneață și o mare parte a pășunilor. Suprafața cu acest coeficient ajunge la 91,15 km², ceea ce reprezintă 62,29% din teritoriul aflat în studiu (harta 19).

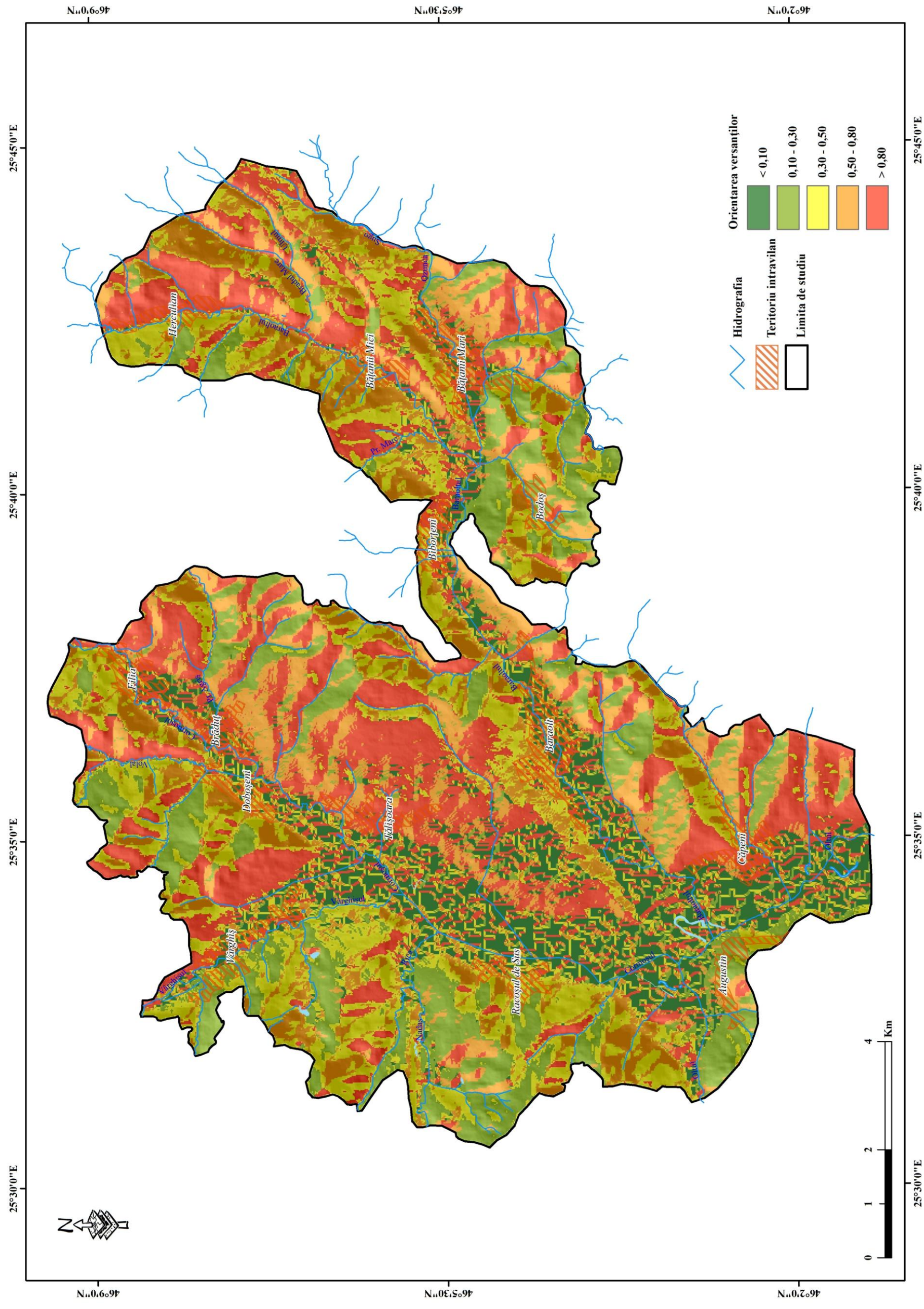
Coeficient mediu de probabilitate la alunecări au, în principal, terenurile împădurite, livezile și unele porțiuni de pășune, suprafața ocupată fiind de 23,68 km², adică 16,44% din suprafața depresiunii.

Terenurile intravilane și cele din apropierea lor prezintă un coeficient de probabilitate medie-mare, care ajung la 14,99 km², adică 10,4% din suprafața depresiunii.

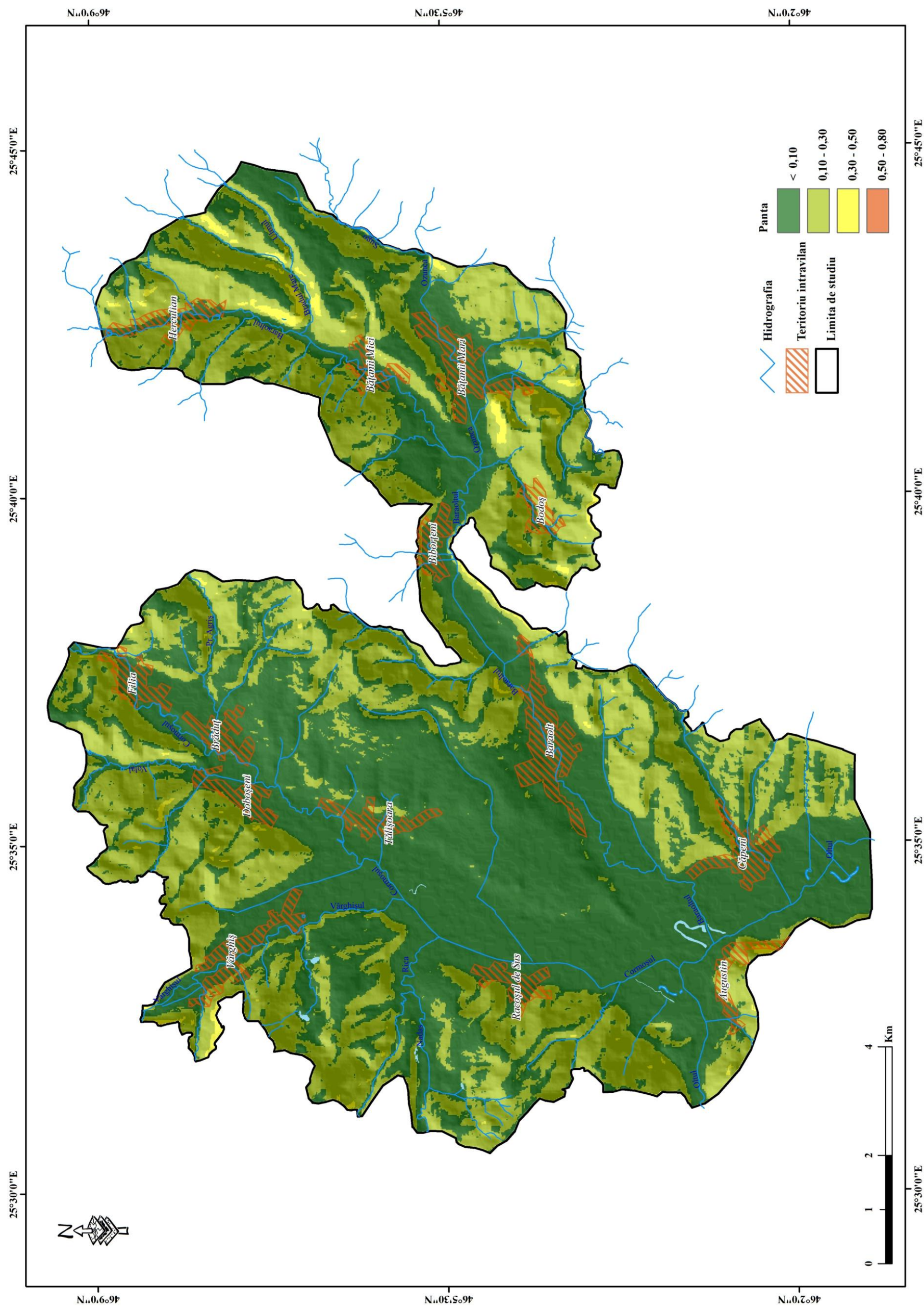
Pentru calcularea coeficientului mediu de susceptibilitate s-a folosit formula dată de H.G. nr. 447/2003:

$$suscept = \sqrt{\frac{Hipsometria * Panta}{5} * (Utilizarea + Sol + Adancimeafraq + Densitateafraq + Orientarea)}$$

În urma efectuării calculului pentru Depresiunea Baraolt au rezultat patru grade de probabilitate de producere a alunecărilor de teren:



Harta nr.16: Harta susceptibilității la alunecări de teren în funcție de expoziția versanților



Harta nr. 17: Harta susceptibilității la alunecări de teren în funcție de pante

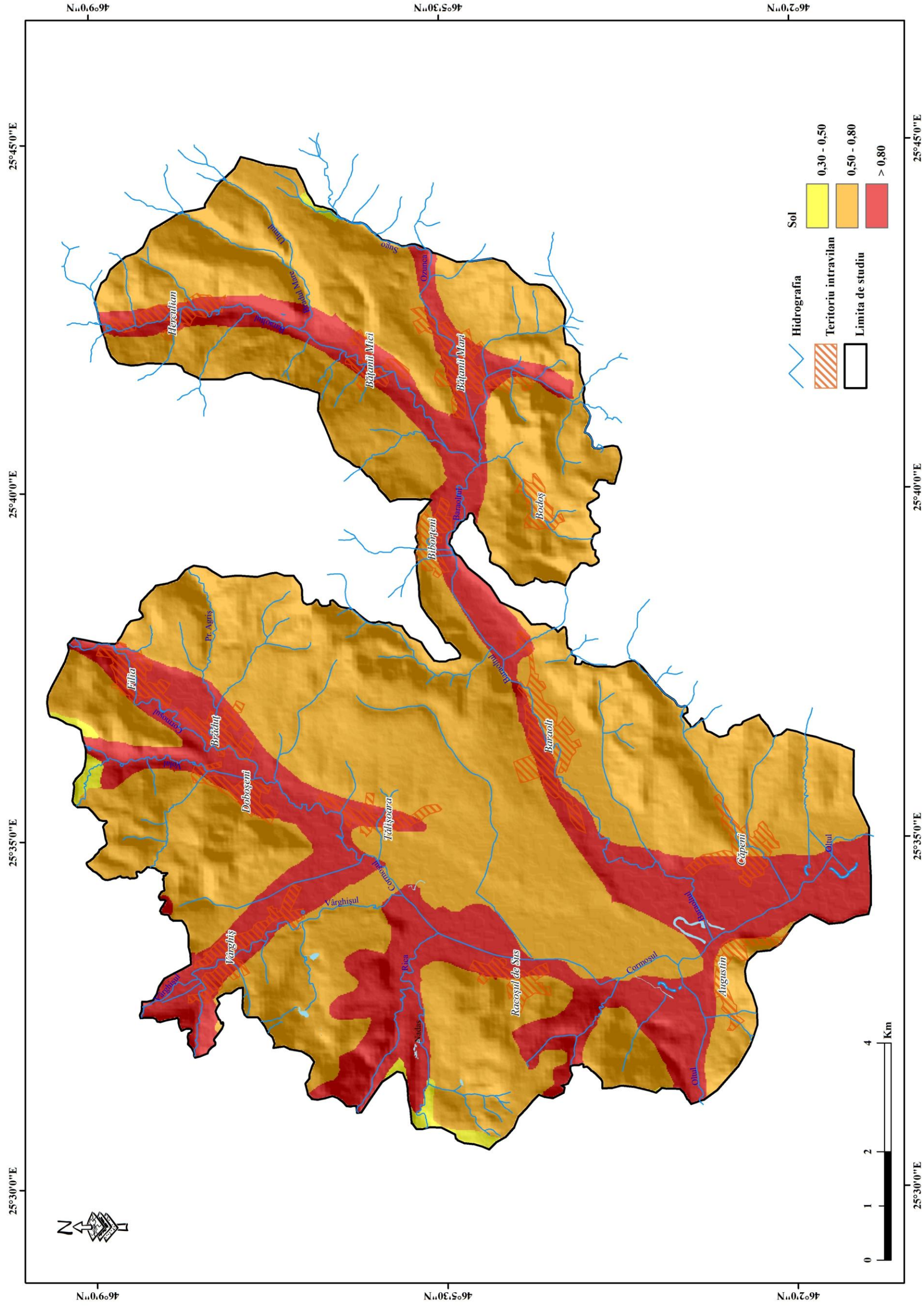
probabilitate redusă, medie, medie-mare și mare. Din distribuția spațială a acestor grade s-a obținut harta de risc pentru alunecări de teren (harta 20).

Pe această hartă cele mai mari suprafețe sunt ocupate de terenuri cu probabilitate medie de producere a acestui fenomen, respectiv 120 km^2 din cei $144,4 \text{ km}^2$ ai depresiunii. Această proporție mare de 82,82%, nu credem că impune o detaliere a arealelor pentru care s-a calculat un coeficient cuprins între 0,1 și 0,3.

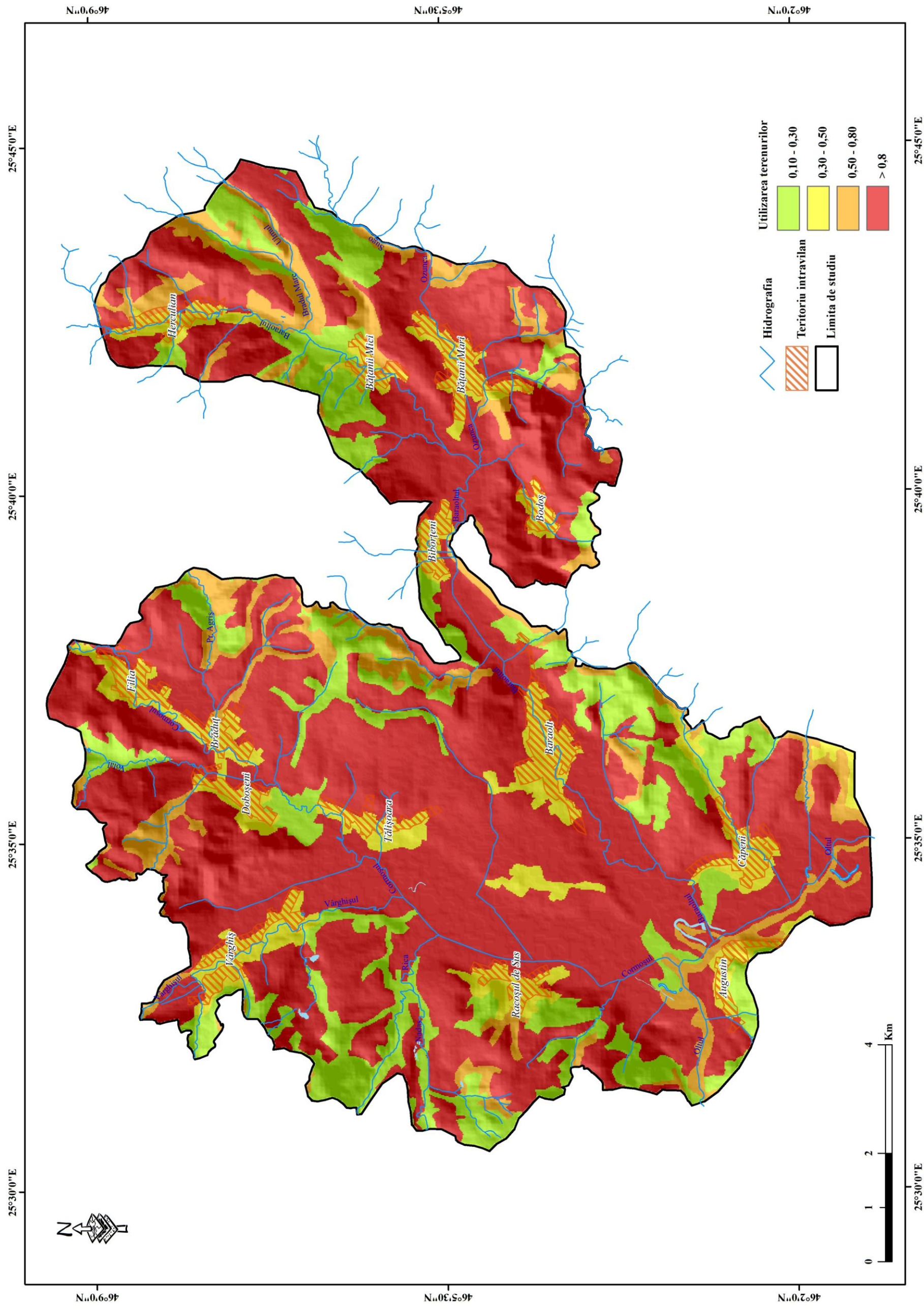
Importantă este identificarea acelor areale al căror coeficient arată o probabilitate medie-mare și mare de producere al acestui fenomen. Probabilitate medie-mare există pe versantul sud-vestic al Dealului Hotarului (620,7 m), zonă denumită Partea Racoș, pe porțiuni cu aceeași orientare pe versantul Dealului Doboșeni Nord (641,6 m), pe versanții vestici ai Dealului Acoperișul Umbrei (583 m), pe porțiuni din versanții sudici, vestici și sud-vestici ai dealurilor Fântâni (637,1 m), Rotund (616,4 m), Mesteacănu Mare (630,5 m) și Viespii (576,5 m), înșirați de la nord la sud de-a lungul limitei estice a bazinului vestic. Apoi de-a lungul limitei vestice a aceluiași bazin, probabilitatea medie-mare s-a calculat și pentru porțiuni ale versanților vestici, sud-vestici, sudici din dealurile Vârghiș Vest (751,3 m), Valea Mare (566 m), Bonța (603,1 m).

În sudul bazinului vestic același coeficient calculat corespunde pentru versanții nordici, nord-vestici, vestici ai dealurilor Secerișului (663 m), Căpeni nord-est (557,73 m) și Vârfului (607 m). În bazinul estic, se remarcă în principal fruntea platoului vulcanic, indiferent de orientare, versanții vestici ai văii pârâului Baraolt din dreptul localității Herculian, porțiuni din versanții estici, sud-estici, sudici, sud-vestici ai Dealului Românilor (660,5 m), aproape toți versanții dealurilor Cinodului, dealului Mestecănișului Mic (626,3 m), versanții nordici ai dealului Gaura Mică (623m), Stejărișului (704,5 m). Toate aceste areale ocupă $22,1 \text{ km}^2$, adică 15,34% din suprafața depresiunii.

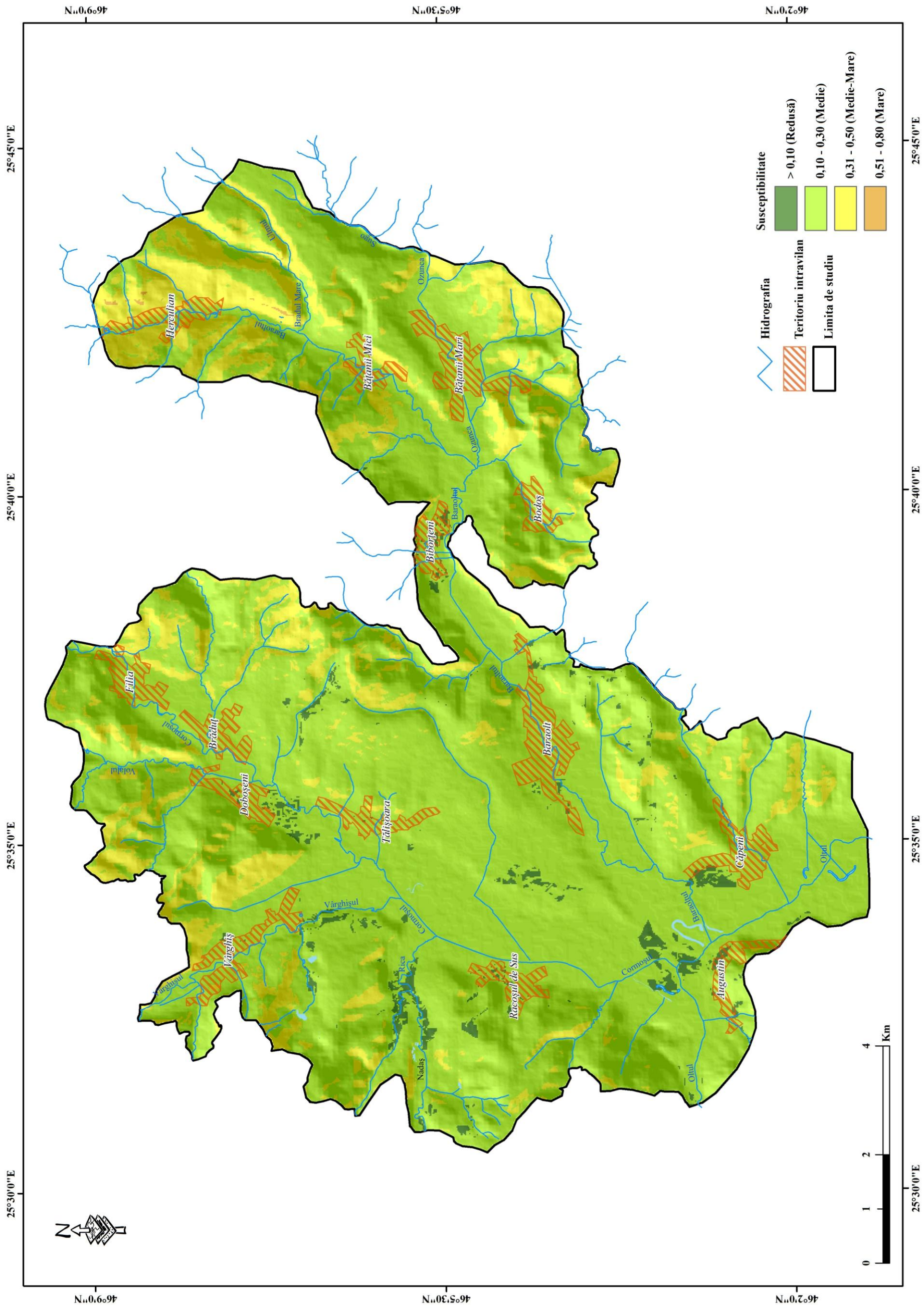
În ceea ce privește arealul pentru care s-a calculat un coeficient de probabilitate mare, acesta se află pe fruntea platoului vulcanic Dealul Mare (722,6 m), de orientare nord-estică și suprafața este foarte mică de doar $0,05 \text{ km}^2$. Probabilitate redusă de producere a alunecărilor de teren există pe podul terasei fluvio-lacustre, în lunca Oltului, lunca pârâului Rica, lunca pârâului Baraolt și la baza conului de dejecție al pârâului Căpeni. Toate aceste porțiuni de teren însumează în total $2,48 \text{ km}^2$, adică doar 17% din suprafața depresiunii.



Harta nr.18: Harta susceptibilității la alunecări de teren în funcție de solurile Depresiunii Baraoltului



Harta nr.19: Harta susceptibilității la alunecări de teren în funcție de utilizarea terenurilor.



Harta nr. 20: Depresiunea Baraoltului – Harta susceptibilității la alunecări de teren

Conform acestui model, în care s-au calculat separat coeficienții de probabilitate pentru variabilele dependente și cele independente, respectiv a coeficientului mediu de susceptibilitate în Depresiunea Baraolt, probabilitatea producerii alunecărilor de teren este medie, cu excepția unor porțiuni de versant, unde producerea alunecărilor de teren este medie-mare. Intensitatea activității umane este cea care poate influența în ambele sensuri evoluția acestui fenomen.

CAPITOLUL 6. – CLIMATUL ȘI DIFERENȚIERI TOPOCLIMATICE

Pentru evaluarea regimului elementelor climatice s-au folosit datele meteorologice de la stația Baraolt. Ea a fost înființată în 1953 în interiorul arealului construit al orașului, iar în 1963 a fost mutată în afara acestui perimetru, acolo unde se află și azi. Coordonatele ei sunt: 46°04' latitudine nordică și 25°35' longitudine estică, altitudinea absolută, la baza adăpostului cu instrumentele de citire directă, este de 508 m, - similar cu cea a stației de la Bod (Depresiunea Brașov), desființată între timp.

Climatul depresiunii nu a fost, până acum, subiectul lucrărilor științifice. Doar la începutul anilor '70 ai secolului trecut Mihai Elena a folosit datele stației meteorologice de la Baraolt în elaborarea tezei de doctorat intitulată: „Depresiunea Brașov, studiu climatic”.

Datele prelucrate provin din registrele de observații climatice. Pentru o evaluare adecvată a componentei climatice și asupra manifestării oscilațiilor sau eventualei schimbări ale climatului depresiunii de-a lungul anilor, au fost luate în considerare datele referitoare la temperatura aerului, precipitații, vânt, din perioada 1963 - 2010. Nu au fost prelucrate înregistrările de dinainte de 1963, din trei motive: 1) în perioada 1953 – 1960 stația a funcționat la o altă locație; 2) nu s-au găsit datele înregistrate la aceea locație decât cele pentru anii 1953 – 1957 (și acestea incomplete); 3) pentru a evita folosirea unor metode statistico-matematice de prelungire a datelor, de preluare a unor date de la alte stații și aducerea lor la stația Baraolt, urmate de alte calcule pentru omogenizarea lor. Din această cauză mediile calculate sunt medii aritmetice.

6.1. Temperatura aerului în Depresiunea Baraolt

În ceea ce privește acest element climatic, datele din registrele de observații climatice sunt cele înregistrate la orele 01:00, 7:00, 13:00 și 19:00, valori care au stat la baza calculării temperaturilor medii zilnice, lunare și anuale. Apoi s-au extras și temperaturile minime și maxime zilnice, folosite în evaluarea altor indicatori cum ar fi de exemplu numărul zilelor de iarnă sau a zilelor tropicale.

Temperatura medie zilnică s-a calculat ca și medie aritmetică a celor patru înregistrări zilnice, după care s-a ajuns la media lunară, din mediile celor douăsprezece luni s-a calculat media anuală, iar din mediile celor 48 de ani s-a obținut media multianuală. Valoarea acesteia este de 7,79°C. Având în vedere faptul că în România pentru media normală de temperatură este nevoie de un șir continuu de date de 30 de ani, iar acest șir este de 48 de ani, valoarea calculată

este media aritmetică multianuală. Motivele pentru care nu s-a prelungit acest șir de date au fost expuse mai sus.

Distanța maximă între punctul cel mai sudic și cel mai nordic al Depresiunii Baraolt este de doar 15,727 km, iar pe meridian de 14,832 km, care sunt foarte mici pentru a avea o diferență de temperatură semnificativă între aceste două puncte. Teoretic se pot face calcule luându-se ca bază faptul că în emisfera nordică la latitudinile temperate se înregistrează o diferență de temperatură de 2°C pe o diferență de latitudine de 5° . Punctul cel mai sudic al depresiunii este de $46^{\circ}01'$, iar cel mai nordic de $46^{\circ}09'$, din care rezultă o diferență de latitudine de $8'$, iar calculul ne dă o diferență teoretică de $0,053^{\circ}\text{C}$, așadar insignifiantă.

În altitudine, după cum s-a mai amintit, Depresiunea Baraolt se desfășoară pe 265,1 m, variația temperaturii prezintă valori mici, care s-au obținut tot prin calcule. Astfel, dacă se ia în considerare temperatura medie multianuală a aerului, calculată la stația meteorologică (508 m), care este de $7,79^{\circ}\text{C}$ și scăderea medie a temperaturii aerului cu $0,5 - 0,6^{\circ}\text{C}$ la fiecare 100 m înălțime, atunci la altitudinea minimă de 463 m, această valoare ar trebui să fie cuprinsă între $8,01^{\circ}\text{C}$ și $8,06^{\circ}\text{C}$, iar la altitudinea maximă de 728,1 m, între $6,69^{\circ}\text{C}$ și $6,47^{\circ}\text{C}$.

Pentru evaluarea regimului anual al acestui element climatic s-au luat în considerare temperaturile medii lunare (fig 34). Acestea prezintă o curbă unimodala cu un minim în luna ianuarie și un maxim în luna iulie. Așadar luna cea mai rece a anului are o valoare medie multianuală a temperaturii de $-4,1^{\circ}\text{C}$, iar luna cea mai caldă o valoare de $18,22^{\circ}\text{C}$, rezultând o amplitudine termică anuală de $22,32^{\circ}\text{C}$.

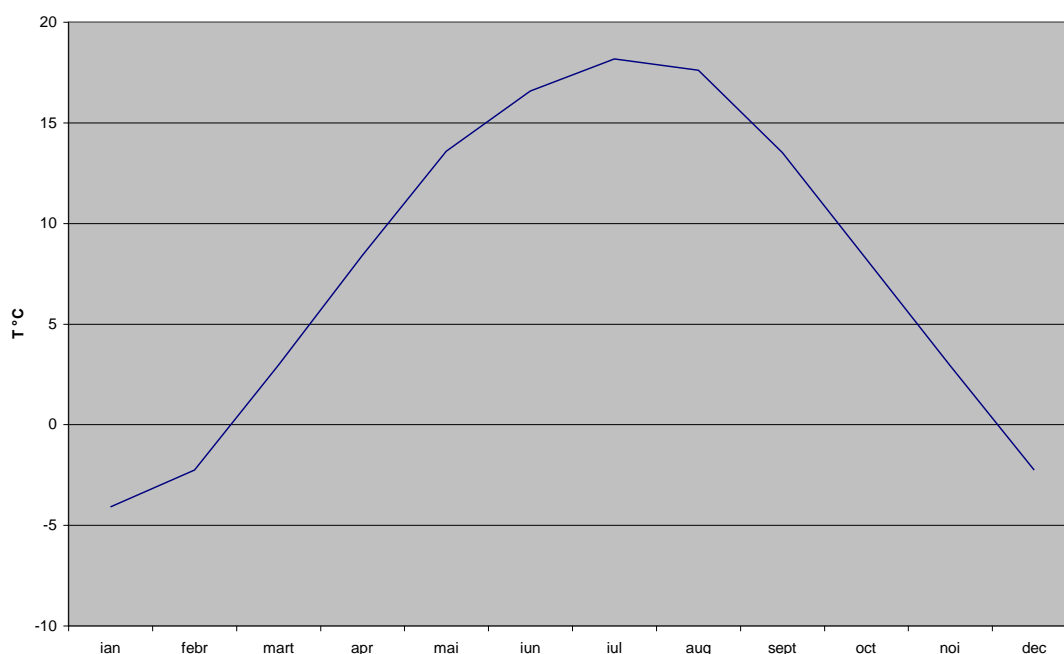


Fig. nr.34: Variația temperaturilor medii lunare.

Temperatura minimă absolută înregistrată în perioada de 48 de ani de observații a fost de -31°C măsurată la data de 18 și 23 ianuarie 1963. O temperatură similară, de -30,9°C, s-a măsurat și pe 14 ianuarie 1985.

Temperatura maximă absolută din aceeași perioadă este de 36,8°C și s-a înregistrat pe 31 iulie 1985. Valori similare foarte apropiate de 36,3°C și 36,1°C s-au înregistrat pe 24 iulie 2007, respectiv 6 iulie 1988.

Având în vedere faptul că anul 1985 apare la ambele temperaturi extreme, se cuvine a se evalua mai amănunțit. Din prelucrarea datelor rezultă că luna ianuarie și februarie a acestui an au fost cele mai friguroase din toată perioada, având o temperatură medie de -10,1°C, respectiv de -9,4°C. Luna cea mai caldă a acestui an nu a fost iulie (17,9°C media lunară), ci august, cu o temperatură medie lunară de 18,2°C. Cu toate că 1985 a fost un an în care s-a înregistrat temperatura maximă absolută, el a fost cel mai friguros an din toată perioada de 48 de ani, (tabel 4). calculându-se o temperatură medie anuală de 6,775°C

Anul	1963	1964	1965	1966	1967	1968	1969	1970
Temperatura medie anuală	7,53	7,12	6,92	7,45	7,62	7,63	7,16	7,56
Anul	1971	1972	1973	1974	1975	1976	1977	1978
Temperatura medie anuală	7,8	7,73	7,51	7,45	8,25	7,3	8,22	6,98
Anul	1979	1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986
Temperatura medie anuală	8,24	7,1	7,87	7,59	8,03	7,72	6,78	7,7
Anul	1987	1988	1989	1990	1991	1992	1993	1994
Temperatura medie anuală	7,95	7,79	7,83	8,32	7,61	7,48	7,1	9,18
Anul	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001	2002
Temperatura medie anuală	7,97	7,83	7,29	7,75	8,3	8,18	7,84	8,45
Anul	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010
Temperatura medie anuală	7,63	7,83	7,54	7,93	8,88	8,61	8,83	8,55

Tabel nr.4: Temperaturile medii anuale în °C ale celor 48 de ani de observații.

Au fost luate în considerare așadar și temperaturile medii lunare extreme (tabel 5.), pentru a se afla care au fost anii în care acestea au fost cele mai scăzute și cele mai ridicate.

Cel mai rece an, după cum s-a mai amintit, a fost 1985, iar cel mai cald, cu o temperatură medie anuală de 9,18°C, a fost anul 1994. (fig. 35.) Având în vedere palierul de temperaturi medii anuale cuprins între 6,775°C și 9,18°C, se impune o grupare după criteriul Hellman care se bazează pe abaterea medie procentuală față de temperatura medie multianuală.

Luna	T° medie lunară (°C)	T°medie cea mai scăzută (°C)	Anul înregistrării	T° medie cea mai ridicată(°C)	Anul înregistrării
ian.	-4,1	-10,1	1985	1	2007
febr.	-2,23	-9,4	1985	1,6	2002
mart.	2,99	-1,6	1996	6,4	1990
apr.	8,373	4,3	1997	12,1	1989
mai	13,66	10,5	1991	17,6	2003
iun.	16,6	15,1	1967 și 1971	18,8	1979
iul.	18,22	16,1	1969	20,6	1999 și 2007
aug.	17,6	15	1976	20,5	1992
sept.	13,51	11,3	1972 și 1996	17,8	1994
oct.	8,252	5,7	1972	10,5	1981
noi.	2,817	-2,2	1988	5,7	2000
dec.	-2,21	-10	2001	1,3	1982

Tabel nr.5: Temperaturile medii lunare multianuale și mediile lunare extreme.

Tabloul dat de criteriu se prezintă astfel:

- 1) ani excesiv de reci: 1964, 1965, 1969, 1978, 1980, 1985 și 1993 (7);
- 2) ani foarte reci: 1976 și 1997;
- 3) ani reci: 1963, 1966, 1970, 1973, 1974, 1992 și 2005 (7);
- 4) ani puțin reci: 1967, 1968, 1982, 1991 și 2003 (5);
- 5) ani normali termic: 1971, 1972, 1981, 1984, 1986, 1988, 1989, 1996, 1998, 2001 și 2004 (11);
- 6) ani puțin mai calzi: 1983, 1987, 1995 și 2006 (4);
- 7) ani calzi, din care este numai unul singur: 2000;
- 8) ani foarte calzi: 1975, 1977, 1979, 1990 și 1999 (5);
- 9) ani excesiv de calzi toți de după 1990: 1994, 2002, 2007, 2008, 2009 și 2010 (6);

Anii calculați a fi mai reci de cât media multianuală sunt în număr de 21, din care doar 6 sunt după 1990, iar a celor mai calzi, în număr de 16 din care 11 sunt după 1990.

Din aceste cifre se poate concluziona că și în Depresiunea Baraoltului se resimte tendința de schimbarea a climei, în special în ultimele două decenii.

Prelucrarea datelor referitoare la temperatura aerului a permis și evidențierea altor indicatori ce caracterizează clima. Se face referire la numărul nopților geroase, a zilelor de iarnă, a celor cu îngheț, a zilelor de vară, a zilelor tropicale și a nopților tropicale.

În această ordine de idei în Depresiunea Baraolt de-a lungul celor 48 de ani numărul mediu al nopților geroase este de 27,2, adică aproape o lună din an. Cele mai numeroase astfel de nopți au fost în 1993 – 46 –, iar cele mai puține – 11 –, în 1970. Numărul mediu al zilelor de

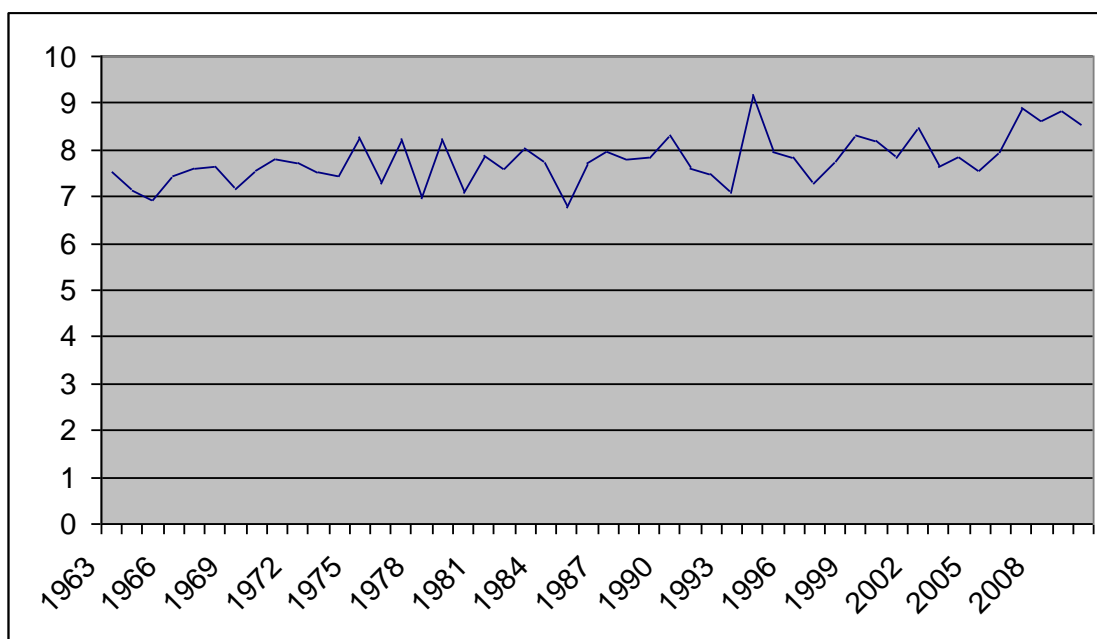


Fig. nr.35: Variația temperaturilor medii anuale în cele 48 de ani de observații
iarnă este de 36,7, adică o lună și o săptămână. Cele două extreme la aceste zile au fost: 56 zile în 1985 (cel mai rece an) și 17 zile în 1994 (cel mai cald an). În cazul zilelor cu îngheț, numărul mediu al acestora este de 135,6, adică cu 14 zile mai mult decât o treime de an. Cele mai multe zile de acest fel au fost în 1965: 159, iar cele mai puține în 1968: 101.

La extrema cealaltă sunt zilele de vară, în schimb numărul mediu al acestora abia se ridică la două luni: 59,6. Cele mai numeroase astfel de zile au fost în cel mai cald an 1994, în număr de 90, dar cele mai puține nu în cel mai rece an (1985 – atunci au fost 65 astfel de zile), ci în 1971 și 1974: 35. Numărul mediu al zilelor tropicale este de 10,9, la extreme se situează anul 1975, când nu a fost nici o zi cu temperaturi maxime mai mari de 30°C, și anul 2000 cu 27 astfel de zile. De remarcat este anul 1992, când au fost 20 de zile tropicale, dar toate în luna august.

Din această evaluare nu poate să lipsească data primului și celui mai târziu îngheț. Septembrie este luna când apar primele temperaturi minime de sub 0°C, dar cel mai frecvent în a doua jumătate a lunii octombrie. În perioada evaluată astfel de temperatură s-a înregistrat cel

mai devreme la 11 septembrie 2004: $-0,1^{\circ}\text{C}$. Înghețul cel mai târziu s-a produs pe 27 mai 1992, înregistrându-se $-1,4^{\circ}\text{C}$.

6.2. Precipitațiile atmosferice în Depresiunea Baraolt

Precipitațiile atmosferice sunt cel de al doilea element climatic folosit pentru caracterizarea climatului unei porțiuni a suprafeței terestre. Ele prezintă cea mai mare variabilitate în spațiu și timp. Cantitatea lor este rezultatul interacțiunii dintre toți factorii climatogeni: astronomici, fizico-geografici și dinamici. În primul caz este vorba despre mișcările Pământului, în al doilea de o serie de elemente, cum ar fi situarea arealului aflat în studiu la latitudinile mijlocii ale emisferei nordice, la forma de depresiune, la expoziția versanților față de vânturile dominante. În cazul Depresiunii Baraoltului cei mai importanți factori sunt cei dinamici: circulația generală a atmosferei la latitudinile medii, precum și distribuția celor mai importanți centri barici din jurul Europei, dominanța regimului ciclonic sau anticiclonic din anumite perioade ale anului. De acestea se leagă cantitățile mici din timpul iernii și cele mari din timpul verii. Factorii locali, cum ar fi orientarea versanților față de vânturile dominante, interpunerea horstului median în calea acestora, introduc diferențe între bazinele depresiunii.

Înainte de a evidenția diferențele în cantitățile de precipitații dintre bazinul vestic și cel estic, se vor evalua datele înregistrate oficial la stația meteorologică Baraolt. Aceste date provin, ca și în cazul temperaturilor, din registrele de observații generale din perioada 1963 – 2010, iar mediile calculate nu sunt medii normale, ci aritmetice.

Pe perioada de 48 de ani cantitatea medie de precipitații calculată la stația meteorologică Baraolt (508 m) este de 601,35 mm.

În timpul unui an cele mai mici cantități de precipitații cad în timpul iernii, 81,76 mm, adică 13,61% din totalul anual. Ea se poate explica în primul rând prin caracterul circulației atmosferice, prin predominanța regimului anticiclonic care creează condiții pentru frecvente inversiuni termice, stratificația stabilă a atmosferei. Luna cu cele mai mici cantități de precipitații este ianuarie cu 24,9 mm, care cad predominant sub formă solidă.

Primăvara, ca urmare a schimbării regimului maselor de aer – devin predominante ciclonii atlantici, dar apar și primii cicloni mobili mediteraneeni, – cantitatea de precipitații crește la 149,43 mm, ceea ce reprezintă 24,86% din cea anuală. În prima lună de primăvară (martie) creșterea este mică, de doar 1,2 mm, (26,4 mm față de 25,2 mm în februarie), pentru ca la sfârșitul intervalului (mai) să se înregistreze de trei ori mai mult (76,34 mm).

Cele mai abundente cantități de precipitații sunt caracteristice anotimpului cald, cu 248,5 mm – 41,32% din totalul anual. Ploile au caracter predominant frontal, dar și convectiv –

stația se află pe podul terasei fluvio-lacustre de pe flancul sud-vestic al Dealului Baraolt Nord (575 m). Creșterea este semnificativă, dar nu atât de mare ca în cazul celei dintre martie și mai, fiind doar de 14,66 mm între mai și iunie. Totuși per total există o diferență de aproape 100 mm între cele două anotimpuri. De altfel iunie este luna cu cele mai multe precipitații din an – 91 mm –, după care cantitățile acestui element climatic scad continuu până la sfârșitul anului.

Toamna se reduce activitatea ciclonică și se intensifică cea anticiclonică, aceasta atrage după sine stratificarea stabilă a atmosferei, apar astfel inversiunile termice, și ca urmare cantitatea de precipitații scade la 121,5 mm, adică la 20,21% din cel anual. Rata de scădere este de 2 între august (74,5 mm) și octombrie (38,9 mm) și de 3 între ultima lună de vară și noiembrie (28,3 mm).

Luat în ansamblu, în cursul unui an variația precipitațiilor atmosferice prezintă două minime (fig. 36) – una de iarnă în luna ianuarie, când cantitatea multianuală este de numai 24,9 mm, și una de toamnă, în luna noiembrie, când este de 28,3 mm – și două maxime. Cea principală este vara în luna iunie – 91 mm – iar cea secundară iarna, în luna decembrie – 31,66 mm. Corespunde cu maximul de activitate ciclonică din Atlantic și Mediterana, deci în aria de studiu se mai resimt influențe oceanice și de aceea această variație este bimodală.

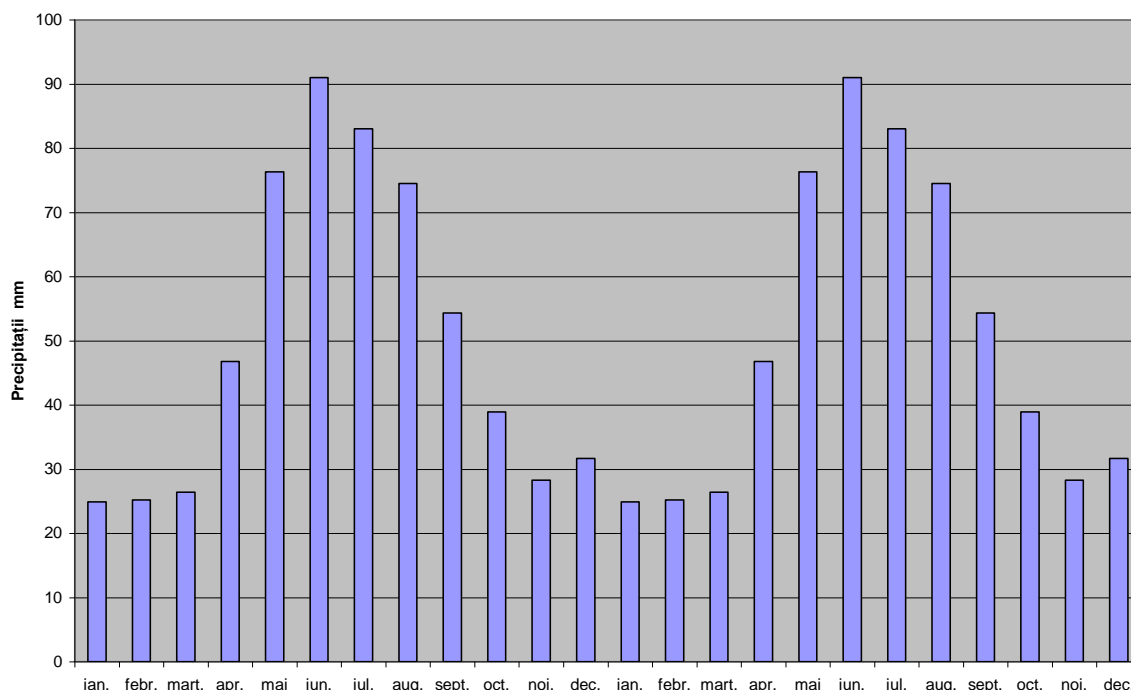


Fig. nr.36: Variația lunară a cantităților de precipitații.

În cei 48 de ani de observații anul cel mai ploios a fost 1972, când au căzut 1225,4 mm de precipitații, mai mult decât într-o zonă montană de peste 1800 m altitudine, (tabel 6.) iar anul cel mai secetos a fost anul 2000 cu numai 455,7 mm, cât într-o zonă de stepă.

Pentru gruparea anilor s-a folosit același criteriu Hellman și avem următorul tablou:

- 1) nu avem nici un an excesiv de secetos;
- 2) ani foarte secetoși: 1963, 1967, 1990, 2000 și 2003 (5);
- 3) ani secetoși: 1969, 1974, 1977, 1982, 1989, 1992, 1993 și 1994 (8);
- 4) ani puțin secetoși: 1965, 1986 și 2006 (3);
- 5) ani normali din punct de vedere pluviometric: 1964, 1966, 1968, 1970, 1971, 1973, 1975, 1976, 1978, 1979, 1983, 1984, 1987, 1988, 1996, 1998, 2002, 2004 și perioada 2007-2009 (21);
- 6) ani puțin ploioși: 1991 și 1999;
- 7) ani ploioși: 1980, 1985, 1995 și 1997 (4);
- 8) ani foarte ploioși: 1981 și 2001;
- 9) ani excesiv de ploioși: 1972, 2005 și 2010 (3);

În prelucrarea datelor de precipitații s-au avut în vedere și cantitățile extreme (tabel 7) pe luni.

Anul	1963	1964	1965	1966	1967	1968	1969	1970
Cantitatea anuală de precipitații	473,7	628,3	543,2	623,1	471,3	622,7	526	629,4
Anul	1971	1972	1973	1974	1975	1976	1977	1978
Cantitatea anuală de precipitații	594,2	1225,4	565,8	505,7	576,3	568,4	503	635,9
Anul	1979	1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986
Cantitatea anuală de precipitații	599,3	715,4	729,1	535,2	596	611,6	500,8	548,4
Anul	1987	1988	1989	1990	1991	1992	1993	1994
Cantitatea anuală de precipitații	609,6	608,2	503,3	487,9	650,6	491,7	511,3	501,6
Anul	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001	2002
Cantitatea anuală de precipitații	680,9	611,8	666,1	566,5	556,1	455,7	759,9	606,3
Anul	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010
Cantitatea anuală de precipitații	457,4	566,6	793,5	533,7	606,8	631,6	642,3	837

Tabel nr.6: Cantitățile anuale de precipitații în mm, în 48 de ani de observații.

Luna	Precip. medii lunare (mm)	Precipitații minime (mm)	Anul înregistrării	Precipitații maxime (mm)	Anul înregistrării
ian.	24,9	5	1973	62,8	1979
febr.	25,2	0,2	1976	46	1970
mart.	26,4	0,7	1985	78,3	1988
apr.	46,78	12,4	2009	97,6	1972
mai	76,34	21	1993	173,9	1991
iun.	91	31,1	2003	189	2010
iul.	83	16,7	1974	207	1972
aug.	74,5	8,3	1992	191	1972
sept.	54,3	5,6	1973	190	1972
oct.	38,9	1,8	2000	162	1972
noi.	28,3	4,6	1963	69,7	1972
dec.	31,6	1	1972	79,1	1997

Tabel nr.7: Valori medii și extreme de precipitații pe luni.

În acest tabel, precum și în figura 37, iese în evidență anul 1972, ca cel mai ploios an din anii de observații, cu maxime absolute în lunile iulie, august, septembrie, octombrie și noiembrie, devenind astfel anul cu recordul de 1225,4 mm precipitații.

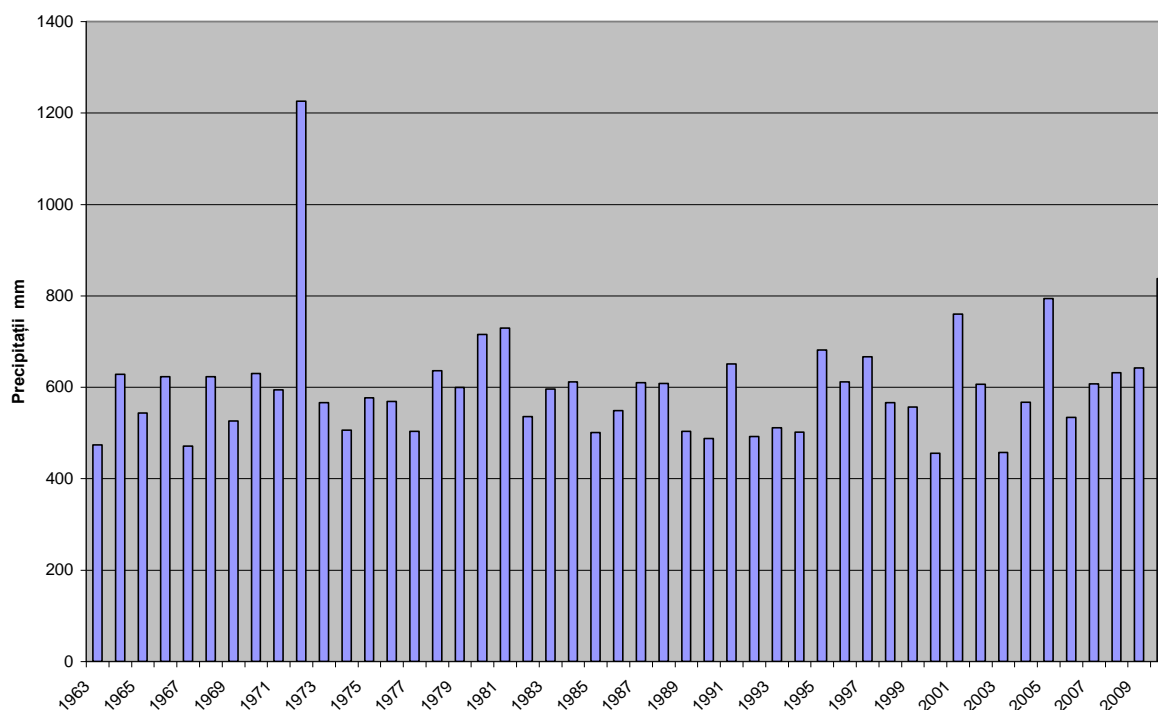


Fig. nr.37: Variația cantităților anuale de precipitații în perioada de observații

Tot în timpul prelucrării datelor s-au putut evalua indicatorii climatici extremi, cum ar fi cele legate de precipitații solide: prima și ultima ninsoare, grosimea stratului de zăpadă, apoi cantitatea maximă de ploaie căzută în 24 de ore, frecvența cantităților de peste 25 mm în 24 ore, frecvența perioadelor mai mari de 10 zile fără precipitații.

Astfel probabilitatea apariției primei ninsori este în lunile octombrie – noiembrie, iar cel mai devreme a nins pe data de 9 octombrie 2010, iar primul strat de zăpadă s-a așternut cel mai devreme pe date de 1 noiembrie 1988. Ultima ninsoare cade în luna aprilie, dar cel mai târziu a căzut pe data de 8 mai în anii 1989 și 2010. Se pot cita perioadele extreme de 10 – 31 martie 1998 cu strat persistent de zăpadă, care încă pe 22 martie atingea 22 cm, apoi perioada de 5 – 20 aprilie 1997 tot cu strat de zăpadă, a cărei grosime pe 18 aprilie era de 18 cm. Grosimea maximă a stratului de omăt s-a atins pe 13 februarie 1985 și a fost de 43 cm, din care 42 cm s-au menținut timp de 10 zile, până pe 23 februarie.

Cantitatea maximă de ploaie căzută în 24 de ore este de 96 mm și s-a înregistrat pe data de 12 iulie 1975, ceea ce este mai mare decât cea medie multianuală a lunii iunie (91 mm). Frecvența zilelor în care cad mai mult de 25 mm precipitații în 24 de ore este destul de mică: 3,2 zile pe an. Sunt ani în care nu s-au înregistrat asemenea fenomene, dar și ani în care frecvența lor este de 5 – 6. Se remarcă în acest sens anul 1972 (iarăși), cu 13 astfel de zile.

La polul opus se află fenomenul de secetă – perioade mai mari de 10 zile fără precipitații. Până în 2010 cea mai lungă perioadă fără precipitații a fost de 33 de zile și s-a desfășurat între 23 septembrie – 27 octombrie 2000. Frecvența medie a acestui fenomen nu este mult mai mare decât cea a precipitațiilor extreme, s-au calculat 3,88 de perioade într-un an. Pe luni, pe perioada de observații, cele mai multe astfel de fenomene au fost în luna noiembrie: 22, ceea ce se suprapune pe minima secundară a cantităților de precipitații dintr-un an. Pentru minima principală din luna ianuarie frecvența fenomenului este de 16 pe perioada de observații. Este important a se menționa că numărul de perioade de secetă este depășit în lunile martie și octombrie, fiecare cu câte 21. Lunile cu cele mai mari cantități de precipitații – iunie și iulie – au doar câte 4 astfel de perioade, dar în luna august crește deja la 16.

Pe spațiul Depresiunii Baraolt diferențele de cantități de precipitații pot fi puse în evidență doar prin prelucrarea datelor de la posturile pluviometrice ale SGA Sfântu Gheorghe. Astfel de stații sunt la Brăduț, la postul hidrometric al pârâului Cormoș ($46^{\circ} 07'32,396''N$, $25^{\circ}36'10,466''E$), la 495 m altitudine, la Vârghiș, la postul hidrometric al pârâului omonim ($46^{\circ}07'41,244''N$, $25^{\circ}33'17,295''E$), la 496 m, la Bățanii Mari, la postul hidrometric al pârâului Ozunca ($46^{\circ}05'23,378''N$, $25^{\circ}41'56,401''E$), la 509 m. Marele dezavantaj este că nu s-a reușit a

se obține decât datele existente în format digital la SGA Sfântu Gheorghe, care se întind doar pe perioada 2003 – 2010.

Având în vedere faptul că în bazinul vestic al depresiunii, pe lângă datele de la stația meteorologică mai sunt 3 seturi de date, s-a luat ca set de date caracteristice cel al stației, acesta fiind și cel mai credibil.

În bazinul estic singurul post pluviometric este cel de la Bățanii Mari, astfel încât doar acest set de date de precipitații poate fi luat în considerare pentru perioada menționată anterior, iar pe de altă parte se află la 509 m altitudine. Stația meteorologică de la Baraolt se află, așa cum s-a mai menționat, la 508 m, așadar în condiții comparabile. Astfel media anuală a cantităților de precipitații în acest bazin este de 628,7 mm, față de 633,6 mm, cât este pentru bazinul vestic calculat pe aceeași perioadă (2003 – 2010). După cum se poate observa, există o diferență de 4,9 mm între cele două bazine în favoarea bazinului vestic. Din cei 8 ani luați în discuție în 5 au căzut mai multe precipitații în bazinul vestic. Dintre aceștia se remarcă 2009 și 2010 cu un plus de 73, respectiv 74,2 mm. Dintre ceilalți 3 ani în care au căzut mai multe precipitații în bazinul estic, se remarcă anul 2007 cu un plus de 89,8 mm.

Dacă se compară cantitățile pe luni, se constată, în ansamblu, diferențe mici de 0,8 până la 6,6 mm. Opt luni din an cad mai multe precipitații în bazinul vestic, diferențe cele mai mari se înregistrează în lunile august și septembrie, cu 6,5, respectiv 6,2 mm (fig. 38). Din cele patru luni cu precipitații mai bogate în bazinul estic se remarcă luna iulie cu un plus de 6,6 mm, celelalte luni fiind februarie, martie și iunie.

Lunile iunie și iulie sunt luni cu regim predominant ciclonic, în care este caracteristică o stratificare instabilă a aerului. În această situație diferențele de cantități de precipitații între porțiuni apropiate ale suprafeței terestre se datorează unor factori fizico-geografici strict locali. Cantitățile mai mari din această perioadă din bazinul estic își au cauza în configurația suprafeței subiacente. Acest bazin are o altitudine medie mai mare decât cel vestic, pantele versanților sunt mai mari, așa cum s-a evaluat în capitolul relief. Un alt factor care contribuie la această diferențiere este situarea bazinului mai aproape de înălțimile de peste 1000 m ale compartimentului sudic al munților Harghita, unde convecția se realizează mai lesne, aceasta ducând la o creștere a cantității de precipitații din lunile iunie, iulie.

Lunile februarie, martie (luni în care precipitațiile sunt mai bogate în bazinul estic, cu 4,5 respectiv 3,7 mm), constituie aceea perioadă a anului, în care se produce schimbarea treptată a regimului anticiclonic spre cel ciclonic, pe de o parte. Pe de altă parte menținerea stratului de zăpadă pe platoul vulcanic și versanții Harghitei de Sud creează condiții locale de temperaturi mai scăzute și ca urmare se atinge mai lesne punctul de rouă și se produce această cantitate sup-

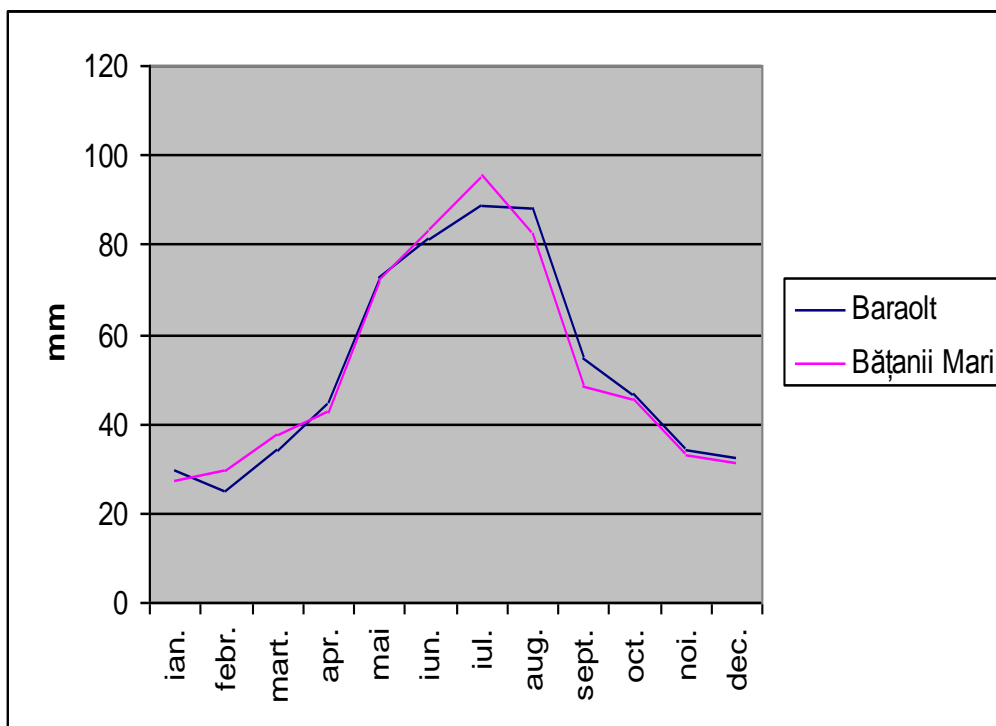


Fig. nr.38: Variația lunară a cantităților de precipitații în perioada 2003 - 2010 în bazinul vestic (stația meteorologică Baraolt) și în bazinul estic (postul pluviometric Băţanii Mari).

limentară de precipitații.

Cantitățile mai mici (cu 0,8 – 6,6 mm) de precipitații din celelalte luni ale anului, se datorează existenței horstului median, care funcționează ca o microbarieră orografică în calea maselor de aer de circulație vest-est. Diferența de altitudine între acest horst, exprimat în relief de Vf. Cetății (614,1 m), Vf. Tirco (662,5 m) și Vf. Dealului (892,7 m), și postul pluviometric Băţanii Mari (509 m), este de 105 – 153,5 m, ceea ce este suficient pentru ca local să aibă loc o scădere a cantităților de precipitații.

Așadar, elementele suprafeței subiacente, în special elementele reliefului introduc aceste diferențe locale în distribuția spațială a cantităților de precipitații.

6.3. Vântul ca factor climatic

Vântul reprezintă expresia la suprafața terestră a mișcării maselor de aer, unul din factorii dinamici, care contribuie la formarea climatului unei regiuni. Depresiunea Baroltului, ca entitate geografică, este parte integrantă a teritoriului României și ca atare se află sub influența aceluiași mase de aer: anticlonul siberian, anticlonul azorelor, ciclonul islandez și ciclonii mobili mediteraneeni. În ansamblu, deplasările acestor centri barici determină regimul

vânturilor. Pe plan local altitudinea și dispunerea formelor de relief introduc modificări în frecvența pe direcții și viteza vântului.

Din prelucrarea datelor de la stația meteorologică Baraolt reiese că 32,8% din an, adică 120 de zile, este calm atmosferic. Acest procent este mai mare decât la Târgu Secuiesc (26,1%) sau la Brașov (24%), dar mai mic decât la Sfântu Gheorghe (37,5%) (Elena Mihai 1975).

Viteza medie a vântului, calculată tot pe baza celor 48 de ani de observații, este mică: de 2,2 m/s. Acesta este, prin valoarea sa, un alt element prin care se poate afirma caracterul de adăpostire al climatului depresiunii, impus de dispunerea trepte de relief înalt înconjurător.

Un alt element rezultat din interacțiunea dintre deplasarea generală a centrilor barici amintiți și configurația de ansamblu al reliefului este frecvența anuală pe direcții. S-au luat în considerare cele patru puncte cardinale principale și cele patru intercardinale. Având în vedere latitudinea la care se află stația meteorologică, este normal ca cea mai mare frecvență să fie din direcția vest: 19,44%. De această valoare se apropie foarte mult frecvențele din direcțiile sud-vest, cu 17,28%, și sud, cu 16,89%, acestea fiind în același timp și cele mai mari frecvențe pe direcții.

Frecvența pe primele două direcții nu prezintă nimic neobișnuit din următoarele motive: la latitudinile medii ale emisferei nordice, ca urmare a frecării aerului de rugozitățile uscatului, nu ia naștere o circulație strict vest-est, ci una sud-vest – nord-est, iar Munții Perșani care flanchează spre vest depresiunea, au o altitudine de doar 650 – 750 m, lăsând liberă această circulație. De fapt aici, în dreptul Depresiunii Baraolt, este cea mai joasă porțiune a acestor munți.

La pătrunderea unor mase de aer dinspre sud, deschiderea largă a văii Oltului, încadrată de Munții Perșani și Munții Baraoltului, se comportă ca un culoar, pe care ia naștere un curent sud-nord, favorizat și de configurația alungită pe această direcție a bazinului vestic al depresiunii. Aceasta este cauza frecvenței ridicate a vântului dinspre sud.

La capătul opus se află circulația din direcția nord cu numai 6,17%. Pe de o parte din această direcție advecția de mase de aer se realizează numai în timpul anotimpului rece prin apropierea anticiclonului siberian cu aer dens și greu. Pe de altă parte la nord de aria aflată în studiu se află culmile înalte ale Munților Harghita, care formează o barieră în jurul valorii de 1200 m, cu vârfuri ce pot depăși 1500 m (vf. Cucu 1552 m).

La sud de Vf. Pilișca Mare (1374 m) altitudinile scad până la nivelul de 900 – 800 m, ceea ce permite o creștere a frecvenței vântului din direcția nord-est la 13,88%

Frecvența vântului din direcția nord-vest este mai redusă, doar 8,14% (fig. 39 și 40.), cu toate că altitudinea Perșanilor în acest sector abia se ridică la 800 m, astfel nu prezintă o barieră

însemnată în calea circulației maselor de aer care provin din ciclonul islandez. În ceea ce privește vântul din direcțiile est și sud-est, acesta are o frecvență în jur de 10%, cu toate că Munții Baraolt care limitează depresiunea în această parte, au altitudini sub 800 m, neconstituind o barieră. De altfel la latitudinile la care ne aflăm, o astfel de circulație nu este caracteristică. Totuși frecvența de 8,14% pentru direcția est și de 10,06% pentru direcția sud-est se poate pune pe seama ciclonilor mobili mediteraneeni.

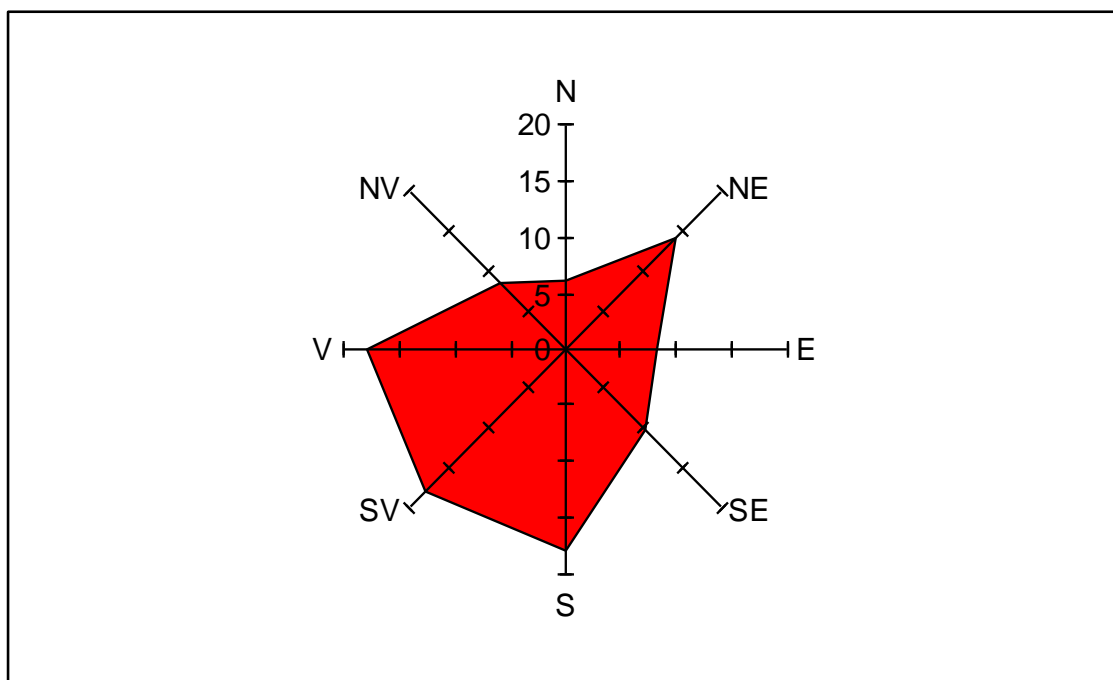


Fig. nr.39: Roza vânturilor la stația meteorologică Baraolt.

În concluzie, caracterizarea climatului Depresiunii Baraolt se poate face pe baza datelor de la stația meteorologică omonimă. Amplasarea ei la 508 m altitudine (altitudinea medie a depresiunii fiind 534,091 m), pe podul terasei fluvio-lacustre, la nord de oraș, este deosebit de favorabilă pentru a surprinde valorile cele mai caracteristice ale elementelor meteorologice.

Temperatura medie multianuală de 7,79°C, cea a lunii ianuarie de -4,1°C, a lunii iulie de 18,22°C, amplitudinea termică anuală de 22,32°C, amplitudinea termică absolută de 67,8°C, inversiunile termice față de arealele montane înconjurătoare, înghețul târziu (în luna mai), înghețul timpuriu (în luna septembrie), sunt elemente care nu se abat de la cele care caracterizează un climat temperat continental moderat caracteristic unei depresiuni intramontane. Pe teritoriul de numai 144 km² diferențele de temperatură nu sunt surprinse de măsurători, ele pot fi doar calculate pe baza gradientului termic vertical și latitudinal. Astfel nu pot fi surprinse prin valori provenind de pe teren „anomaliile” datorate unor factori strict locali.

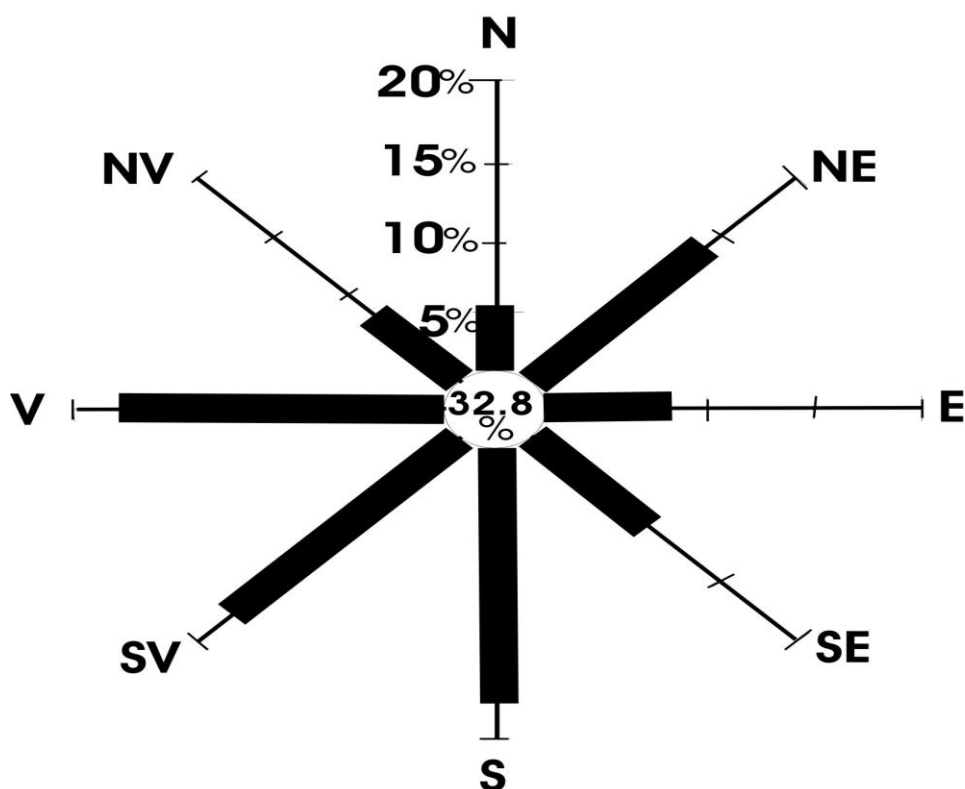


Fig. nr.40: Roza vânturilor la stația meteorologică Baraolt, cu proporția calmului atmosferic ilustrat în centrul graficului

În cazul precipitațiilor datele stației meteorologice au fost completate de cele provenind de la posturile pluviometrice ale SGA Sfântu Gheorghe, care au permis surprinderea prin date concrete ale diferențelor dintre bazinul vestic și cel estic. Acestea sunt mici, de ordinul a 4,9 mm, în favoarea celui vestic. Mai semnificative sunt cele în favoarea bazinului estic din lunile iunie și iulie, acestea datorându-se unor condiții care favorizează convecția locală, urmată de ploi având acest caracter.

Prima zăpadă (căzută în luna octombrie), ultima zăpadă (căzută în luna mai), persistența acestui strat în medie 77 de zile pe an, cu maxima de 101 zile și minima de 46 zile, sunt toate elemente ale aceluiași topoclimat de depresiune intramontană.

O altă caracteristică a unui astfel de topoclimat este calmul atmosferic, adăpostirea față de vânt, demonstrat de cele în jur de 120 de zile de an (32,8%) fără acest fenomen meteorologic și de viteza medie redusă de numai 2,2 m/s. Arealele montane din jur, de înălțimi ce variază între 600 și 1500 m, în funcție de dispunerea lor, larga deschidere spre sud pe valea Oltului, dirijează mișcările aerului pe direcții preferențiale, frecvențele cele mai mari fiind pe direcțiile vest, sud-vest și sud, redată de roza vânturilor. Acestea sunt și direcțiile pe care rama montană prezintă cele mai mici altitudini și sunt direcțiile dominante ale vânturilor la această latitudine.

6.4. Prolungirea unor date climatice caracteristice prin metoda dendrocronologică (pe baza lăţimii inelelor de creştere ale gorunului – *Quercus petraea*)

La începutul acestui capitol s-a discutat despre perioada de acoperire a datelor meteorologice şi despre faptul că pentru caracterizarea climatului Depresiunii Baraolt nu s-a recurs la metode statistico-matematice de prelungire a lor sau de aducere a lor de la alte staţii aflate în apropiere.

Suntem ferm convinşi de faptul că nici un fenomen natural nu poate fi modelat real de nici o formulă matematică, şi de faptul că ele pot fi modelate doar atunci când există o înregistrare a fenomenului respectiv. În acest caz modelarea presupune şi o descifrarea a codului în care a fost înregistrat.

Una din cele mai fidele înregistratoare a fenomenelor climatice sunt lăţimile inelelor de creştere a arborilor. Ştiinţa care se ocupă cu măsurarea şi datarea acestor inele este dendrocronologia. Ea are mai multe ramuri în funcţie de informaţia codată ce se vrea a se obţine pe baza lăţimii inelelor: dendroclimatologia (decodează informaţii stocate despre climă), dendroecologia (decodează informaţii stocate despre mediu), dendrogeomorfologia (decodează informaţii stocate despre procese geomorfologice desfăşurate în timpul vieţii arborilor), dendroprovenienţa (încearcă să stabilească provenienţa arborilor ai căror inele se studiază). Pe lângă aceste ramuri mai există şi dendroTECTONICĂ, dendroGLACIOLOGIE, dendroVULCANOLOGIE, fiecare bazându-se pe lăţimea, deformăţiile inelelor de creştere a arborilor dintr-un areal.

Dendrocronologia a fost aplicată pentru prima dată ca metodă de astronomul american Andrew Ellicot Douglas (1867 – 1962), la începutul secolului al XX-lea în Arizona, la Universitatea din Tucson, reuşind să dateze vechimea rămăşiţelor unei aşezări indiene pueblo.

În Europa începuturile acestei ştiinţe se prelungesc până la sfârşitul secolului al XIX-lea. Stoeckhardt (1871) a studiat inelele de creştere a arborilor pentru a determina pagubele produse pădurii de poluarea atmosferei.

În România primele studii privind inelele de creştere a arborilor sunt făcute de V. Giurgiu, care în 1967 publică lucrarea „Studiul creşterilor la arborete”. Apoi deceniul opt al secolului trecut este dominat de cercetări cu caracter explorator asupra variaţiei ciclice a creşterii la brad (aut. cit. 1974), asupra impactului deficitului de precipitaţii asupra creşterii radiale (aut. cit. 1977). În anii care urmează studiile în acest domeniu se intensifică îndeosebi din partea silvicultorilor şi specializate pe diverse specii de conifere. Pot fi amintiţi: Soran V. (1981), Pânzaru G. (1983), Ianculescu M. (1987), Barbu I. (1991), Flocea M. (1992), Cenuşă R. (1992, 1996), Iacob I.C. (1998), Popa I. (2002, 2003). În 2004 apare o lucrare de căpătâi a dendrocronologiei româneşti, intitulată „Fundamente metodologice şi aplicaţii de dendrocronologie”, scrisă de Popa I. şi publicată la Editura Tehnică Silvică. Cel mai puternic

centru de dendrocronologie de la noi este în cadrul Institutului de Cercetări și Amenajări Silvice (ICAS) de la Câmpulung Moldovenesc, care a implementat o rețea de serii dendrocronologice pentru numeroase specii: molid (*Picea abies*), brad (*Abies alba*), pin silvestru (*Pinus silvestris*), zâmbru (*Pinus cembra*), gorun (*Quercus petraea*), stejar (*Quercus robur*), fag (*Fagus silvatica*).

Pentru a îndeplini scopul nostru, de a prelungi unele date climatice pe baza inelelor de creștere la gorun, pe lângă lucrările românești în domeniu s-au consultat și unele lucrări din străinătate: ale lui Morgós A. (2007), Fritts H.C. (1976), (Holmes, 1983), E.R Cook, L.A. Kairiukstis (1990), Biondi F. (1997, 2000), Grissino-Mayer, H.D. (1997, 2001), Esper J. and David C. Frank et al. (2005), Briffa K.R. (1990, 1998, 2000, 2002, 2004), precum și lucrările prezentate în cadrul Eurodendro – European Workshop of Dendrocronology – Developments, Advances, Challenges, ținut între 26 – 30 octombrie 2009 la Mallorca, Spania.

Cea mai importantă problemă era alegerea metodologiei de elaborare a seriilor dendrocronologice. Pentru ca acest studiu să fie în concordanță cu cerințele internaționale în domeniu, s-a adoptat metodologia conformă cu cerințele generale ITRDB (International Tree-Ring Data Bank) și principiile de dendrocronologie elaborate de Fritts H.C. (1976), E.R Cook, L.A. Kairiukstis (1990), Popa I. (2004).

În alegerea amplasării locului de prelevare a probelor de creștere la gorun s-a avut în vedere probabilitatea obținerii semnalului climatic. Poziția geografică a Depresiunii Baraolt se suprapune cu arealul de răspândire al gorunului, și din această cauză semnalul climatic ori este minimal, ori este inexistent. Din această cauză s-a căutat un sit de recoltare cât mai apropiat de limita superioară de răspândire a acestei specii, dar care să fie cât mai apropiat de limitele depresiunii definite de noi.

Nedisponând de burghie Pressler de prelevare de carote din arbori vii, s-a căutat acel sit în care se executau lucrări forestiere de tăieri de arbori bătrâni în scopul întineririi parcelei de pădure respective. Această parcelă se află în proprietatea Composesoratului Doboșeni, pe valea pârâului Stejarul, în locul numit Nagy János Bükke (Fagul lui Nagy János – în traducere liberă), (Foto 7.), la cca 2800 m, în linie dreaptă, în amonte, spre nord-vest de confluența acestui pârâu cu pârâul Volal. Locul exploatării este un versant de orientare nord-est, de unde s-au putut alege acele exemplare, deja însemnate pentru tăiere, (Foto 8.) care se aflau, pe cât posibil pe aceeași curbă de nivel. După doborârea a 23 de exemplare s-au recoltat discuri de la 0,7 – 1,2m depărtare de la baza trunchiurilor.

Această operațiune s-a desfășurat la sfârșitul lunii octombrie 2011, știindu-se faptul că în această lună inelul pentru anul respectiv este deja complet format. Discurile au fost numerotate

de la 30 la 52, notându-se pe ele laturile din amonte și din aval. După ce au fost lăsate la uscat, au fost pregătite pentru măsurare. Într-o primă fază au fost rindeluite cu mașina de rindeluit cu banc de lucru, apoi s-a trecut la șlefuire cu mașina de șlefuit cu pânze de 120, 200, 360, 400, până ce inelele de creștere au devenit perfect lizibile la lupa cu coeficient de mărire de 5X.



Foto. nr.7. Imagine de la locul recoltării discurilor pentru măsurare



Foto nr. 8. Gorun de pe parcela Nagy János Bükke înainte de doborâre

Lăţimea inelelor s-a măsurat în cadrul laboratorului de dendrologie al Facultăţii de Geografie al Universităţii Babeş-Bolyai Cluj Napoca, cu ajutorul sistemului Lintab (Foto 9.), care este alcătuit dintr-un digitalpoziţiometrul şi un microscop binocular, ambele de mare precizie. Interconexiunea cu calculatorul se realizează prin intermediul programului TSAPwin. Precizia cu care acest sistem măsoară inelele de creştere este de 0,001mm (Rinntech, 2005).

După: <http://www.rinntech.de/images/stories/PDF/LINTAB-5.pdf>

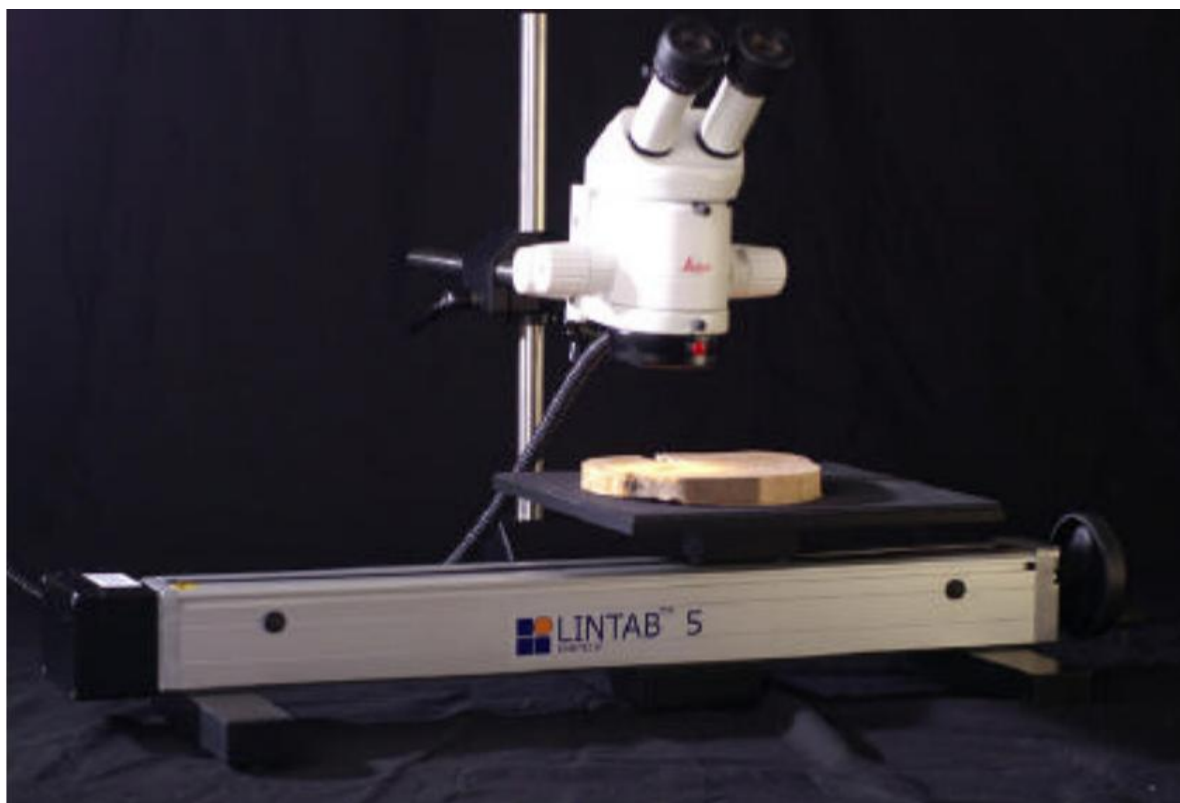


Foto nr.9. Digitalpoziţiometrul şi un microscop binocular al sistemului Lintab

Pentru fiecare disc s-au identificat două direcţii de măsurare, fiecare paralel cu curbele de nivel, astfel pentru fiecare dintre ele s-au executat două măsurători codificate DO30A, DO30B, până la DO52A şi DO52B. Atât pe direcţiile A cât şi cele B valorile care s-au măsurat au fost înregistrate în fişiere separate în format standard TUCSON (*.rwl), dar şi HEIDELBERG (*.fh) şi EXCEL (*.xls) (fig 41.).

Conform teoriei de bază a dendrocronologiei este necesară datarea exactă a inelului de creştere la anul formării sale. În acest scop se utilizează metoda interdatării. Interdatarea este atât o metodă cât şi un principiu al acestei ştiinţe, şi este de fapt un control ce asigură plasarea corectă în timp a fiecărui inel în parte şi sincronizarea lor pentru tot trunchiul, pentru arborii din arealul de prelevare şi pentru cei din arealele vecine.

Interdatarea constă în comparația vizuală și ajustarea variației lățimii inelului anual la arborii din aceeași zonă, astfel se stabilește exact anul formării sale. Pentru îndeplinirea acestui deziderat foarte important s-a recurs la metoda grafică, care constă într-o reprezentare grafică a dimensiunilor inelelor anuale pe o scară liniară sau logaritmică și analiza vizuală a curbelor.

Verificarea și interdatarea seriilor individuale de creștere a putut fi realizată cu ajutorul programului TSAPwin (Rinntech 2005) la laboratorul de dendrocronologie amintit mai sus,

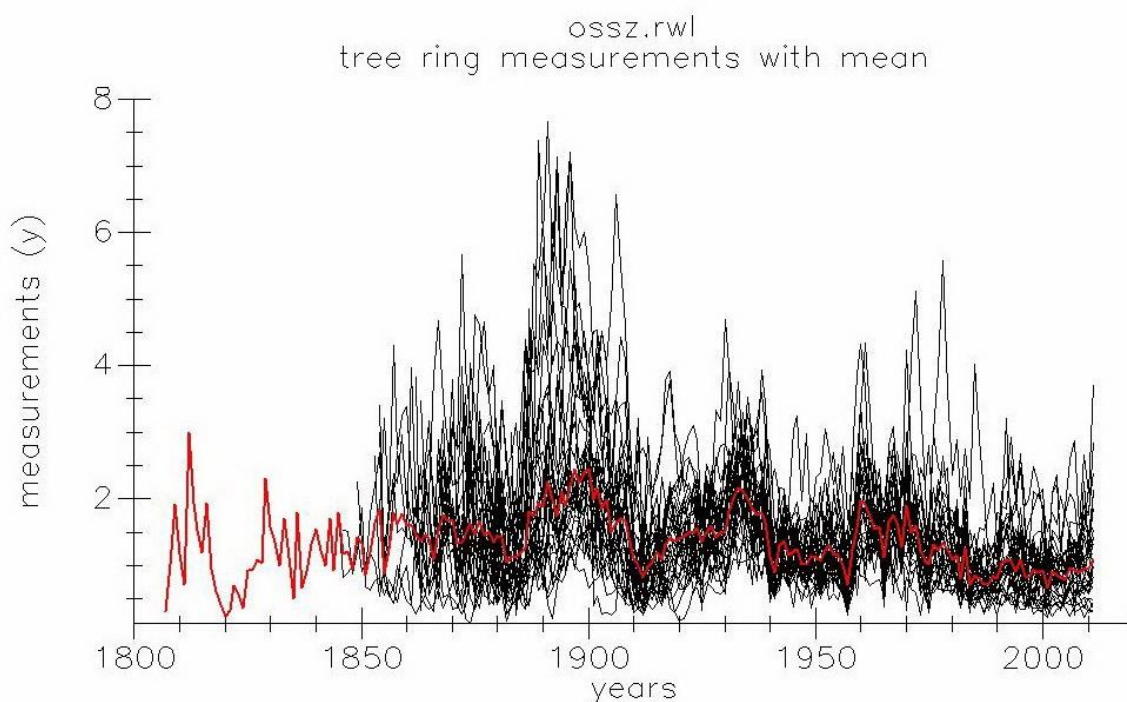


Fig. nr.41. Reprezentarea grafică a lățimii inelelor de creștere și a mediei lor.

procesele în cursul cărora s-au comparat grafic curba de creștere medie cu cronologiile individuale. În această fază încă nu se știe cât de fiabilă este interdatarea, iar pentru a o afla este necesară aplicarea de metode statistice. Acestea analizează corelația pe subperioade de 50 de ani prin folosirea programului COFECHA (Holmes, 1983; Grissino-Mayer, 1997, 2001).

Seriile dendrocronologice obținute, fișierele cu măsurătorile lățimii inelelor de creștere, au fost trimise la Budapesta la laboratorul de dendrocronologie al Muzeului Național pentru o interdatare independentă. Rezultatele lor au dovedit corectitudinea măsurătorilor efectuate de noi.

Variația lățimii inelului de creștere este de fapt o serie de timp, care, după Cook și Kairiukstis (1990) poate fi descompusă în următoarele semnale:

- curba de creștere biologică;

- semnalul climatic general al zonei;
- perturbări specifice ale ecosistemelor forestiere;
- zgomotul reprezentat de factori necunoscuți sau chiar erorile ce apar la orice măsurătoare;

În dendrocronologie s-a stabilit un model al inelului de creștere ce poate fi sintetizat în felul următor:

$$R_t = A_t + C_t + \gamma D1_t + \gamma D2_t + E_t$$

unde R_t reprezintă lățimea inelului de creștere în anul t ;

A_t – relația de creștere, adică vârsta ce este determinată de procesele fiziologice normale de îmbătrânire;

C_t – semnalul climatic comun pentru toți arborii dintr-o zonă geografică;

$D1_t$ – perturbări endogene locale, care își au originea în procesele de competiție inter și intraspecifică caracteristică ecosistemelor forestiere;

$D2_t$ – perturbări exogene locale, cum ar fi atacuri ale insectelor, îngheț târziu sau timpuriu;

E_t – zgomotul sau variabilitatea interanuală neexplicată;

γ – este o variabilă binară (0 sau 1), care exprimă prezența sau absența unei perturbări locale de origine exo sau endogenă.

Având în vedere cele de mai sus, se pune problema izolării semnalului climatic, al lui C_t . Teoretic A_t , C_t , E_t sunt semnale prezente în orice serie de creștere, în schimb $D1_t$, $D2_t$ pot lipsi în funcție de existența sau lipsa acestor perturbări în anul t (Popa, 2004, citat de Holobacă I, 2006). Astfel, toate semnalele, în afară de cel climatic, se consideră ca zgomot, deci lățimea inelului de creștere este combinația dintre semnalul climatic – C_t – și toate zgomotele la un loc, ce se pot nota cu G_t . Această reevaluare a lățimii inelului de creștere se realizează prin standardizare, a cărei problemă principală este alegerea metodei, mai precis a curbei optime de estimare a zgomotului.

În literatura de specialitate sunt recomandate mai multe tipuri de modele statistice, dintre ele s-a ales aplicarea unei funcții spline cubică cu periodicitate egală cu 67% din lungimea fiecărei serii individuale (Cook și Kairiukstis, 1990). Această metodă de standardizare nu evidențiază semnalul de joasă frecvență, doar pe cel mediu și înalt (Cook et al., 1995).

Conform recomandărilor lui Cook și Kairiukstis (1990), obținerea seriei dendrocronologice trebuie făcută în așa fel, încât să se reducă influența valorilor extreme, pentru care se poate aplica media robustă biponderată. În acest scop s-au utilizat rutinele informatice din programul ARSTAN 4.1., care calculează trei tipuri de serii dendrocronologice:

1. standard (notat cu STD), reprezintă valoarea medie a indicilor de creștere;

2. reziduală (RES), obținută prin aplicarea unui model autoregresiv la seria dendrocronologică standard pentru eliminarea autocorelației;
3. arstan (ARS), obținută prin reintegrarea modelului teoretic autoregresiv în seria dendrocronologică reziduală.

Pentru prelungirea unor date climatice s-a folosit doar seria dendrocronologică reziduală (fig.42).

Este posibilă corelarea lății inelului de creștere cu dinamica unuia sau mai multor elemente climatice, ele fiind factori determinanți în procesele de creștere a arborilor. De asemenea, se poate găsi o relație statistică în acest sens și utilizarea acestei relații în deducerea și reconstrucția variațiilor trecute ale acestor elemente climatice. Metodele statistice prin care se cuantifică relația dintre lățimea inelelor de creștere și climat se numesc metode de calibrare.

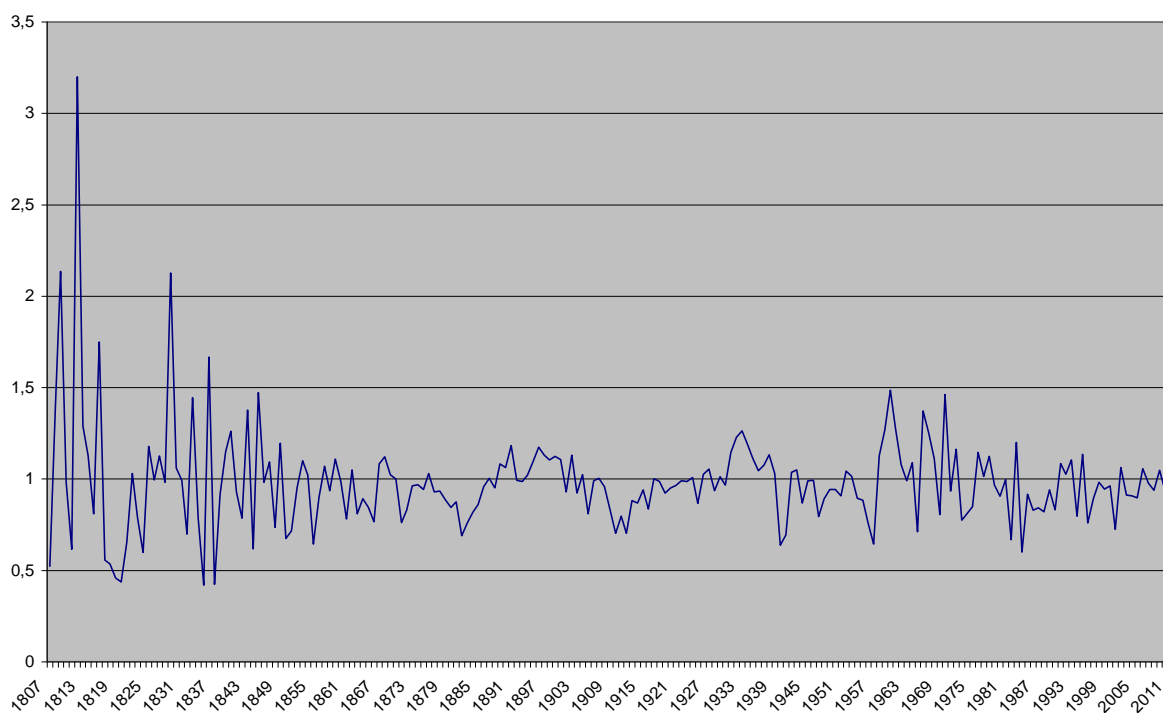


Fig. nr. 42. Reprezentarea grafică a seriei dendrocronologice reziduale.

Una din problemele urmărite în cadrul acestui subcapitol a fost stabilirea corelației între lățimea inelelor de creștere și una din cele două elemente climatice: temperatura aerului și cantitatea de precipitații. În acest scop s-au utilizat valorile medii multianuale pentru perioada 1963 – 2010 evaluate la capitolele 6.1 și 6.2, urmărindu-se corelația liniară. S-a folosit metoda bootstrap, care permite estimarea erorii standard pentru fiecare coeficient al funcției răspuns prin repetiția cuantificării modelului de un număr suficient de mare de ori. Este considerat semnificativ din punct de vedere statistic coeficientul de răspuns pentru care suma dintre

valoarea funcției răspuns și 1,96 abateri standard este mai mare sau mai mic decât valoarea nulă.

Calculul statistic al relației dintre temperaturile medii lunare, precipitații medii lunare de la stația meteorologică Baraolt pe perioada 1961 – 2010 și indicii de creștere a exemplarelor de gorun de la care s-au recoltat discurile, s-a realizat cu ajutorul programului DendroClim2002.

După rularea programului rezultatele au fost surprinzătoare, în sensul că s-a dovedit sensibilitatea populației de gorun din arealul de recoltare a discurilor la temperaturile din luna mai, iar pentru celelalte luni nu există corelație (fig. 43). De asemenea, în cazul precipitațiilor există corelație doar pentru cantitățile de precipitații din luna septembrie. (fig. 44).

Având în vedere aceste fapte, seria noastră dendrocronologică s-a dovedit a fi bună doar pentru reconstituirea temperaturilor lunii mai până în 1860 și a precipitațiilor lunii septembrie tot până în 1860. În acest scop s-a folosit protocoalele programului de calcul tabelar Microsoft Excel.

S-a introdus funcția de corelație între temperaturile medii lunare din perioada 1961 – 2010 și indicele medii ale arborilor din aceeași perioadă. Apoi, s-au reprezentat aceste date într-un grafic de regresie liniară, din acest grafic s-a extras ecuația: $y = -0,2798 \cdot x + 13,863$, în care y este valoarea temperaturii medii, reconstituite, pe luna mai, x este valoarea indicelui de creștere pentru anul în care se reconstituie valoarea temperaturii, R este coeficientul de regresie. Introducând în această ecuație valorile indicelui de creștere, se reconstituie temperaturile medii ale lunii mai până în 1860.

În curba de variație pe perioada comună (1961 – 2010) (fig. 45.) se poate nota faptul că există o concordanță între valorile de temperatură măsurată și cea reconstituită, ceea ce asigură fiabilitate și valorilor reconstituite. (fig. 46.) Valoarea medie de referință a temperaturii lunii mai calculată pe perioada 1961 – 1990 este de 13,3°C. Dacă se suprapune graficul cu valorile reconstituite până în 1860, peste această valoare medie, se obțin perioadele în care luna mai a fost mai caldă și perioadele în care a fost mai rece decât media. Acest tablou arată astfel: între 1860 – 1889 luna mai mai caldă, între 1890 – 1901 luna mai mai rece, între 1902 – 1930 luna mai mai caldă, 1931 – 1939 mai rece, 1940 – 1958 mai caldă, iar între 1959 – 1962 mai rece. După această ultimă perioadă fluctuațiile din jurul valorii medii sunt frecvente, aproape de la an la an, puse în evidență și de graficul cu valorile măsurate, iar după 1979 valorile se situează, în general, peste valoarea medie, rareori coborând sub aceasta. Pentru cantitățile de precipitații din luna septembrie s-a procedat la fel. Corelația s-a executat între valorile medii ale cantităților de precipitații din luna septembrie din perioada 1961 – 2010 și valorile indicelui mediu ale arborilor din aceeași perioadă. Graficul de regresie liniară a dat și ecuația: $y = -1,0562 \cdot x +$

54,08, în care, la fel, y este valoarea cantității de precipitații, reconstituit, pentru luna septembrie, x este valoarea indicelui de creștere din anul în care se reconstituie valoarea cantității de precipitații, R este coeficientul de regresie.

Significance Test : 95% Percentile Range	
----- -----	
JAN T	0
FEB T	0
MAR T	0
APR T	0
MAY T	0
JUN T	0
JUL T	0
AUG T	0
SEP T	0
OCT T	0
NOV T	0
DEC T	0
Jan T	0
Feb T	0
Mar T	0
Apr T	0
May T	-0.279399
Jun T	0
Jul T	0
Aug T	0
Sep T	0
Oct T	0
Nov T	0
Dec T	0

Significance Test : 95% Percentile Range	
----- -----	
JAN P	0
FEB P	0
MAR P	0
APR P	0
MAY P	0
JUN P	0
JUL P	0
AUG P	0
SEP P	-0.289399
OCT P	0
NOV P	0
DEC P	0
Jan P	0
Feb P	0
Mar P	0
Apr P	0
May P	0
Jun P	0
Jul P	0
Aug P	0
Sep P	0
Oct P	0
Nov P	0
Dec P	0

Fig.nr.43 Corelația temperatură–indice de creștere; Fig.nr.44:Corelația precipitații-ind. de creșt.

Reconstituirea valorilor cantităților de precipitații pentru luna septembrie s-a făcut similar, prin rezolvarea ecuației sus-menționate.

La reconstituirea cantităților de precipitații până în 1860, s-a observat că toate oscilează în jurul valorii de 53 mm, pe când valoarea medie de referință pe perioada 1961 – 1990 este de 49,1mm, iar valoarea medie pe toată perioada pentru care erau date disponibile (1961 – 2010) este de 53,1mm. Din acestea rezultă că, deși programul DendroClim 2002 ne dă un răspuns la cantitățile de precipitații din luna septembrie, acesta este cu totul nesemnificativ pentru reconstituirea acestui element climatic.

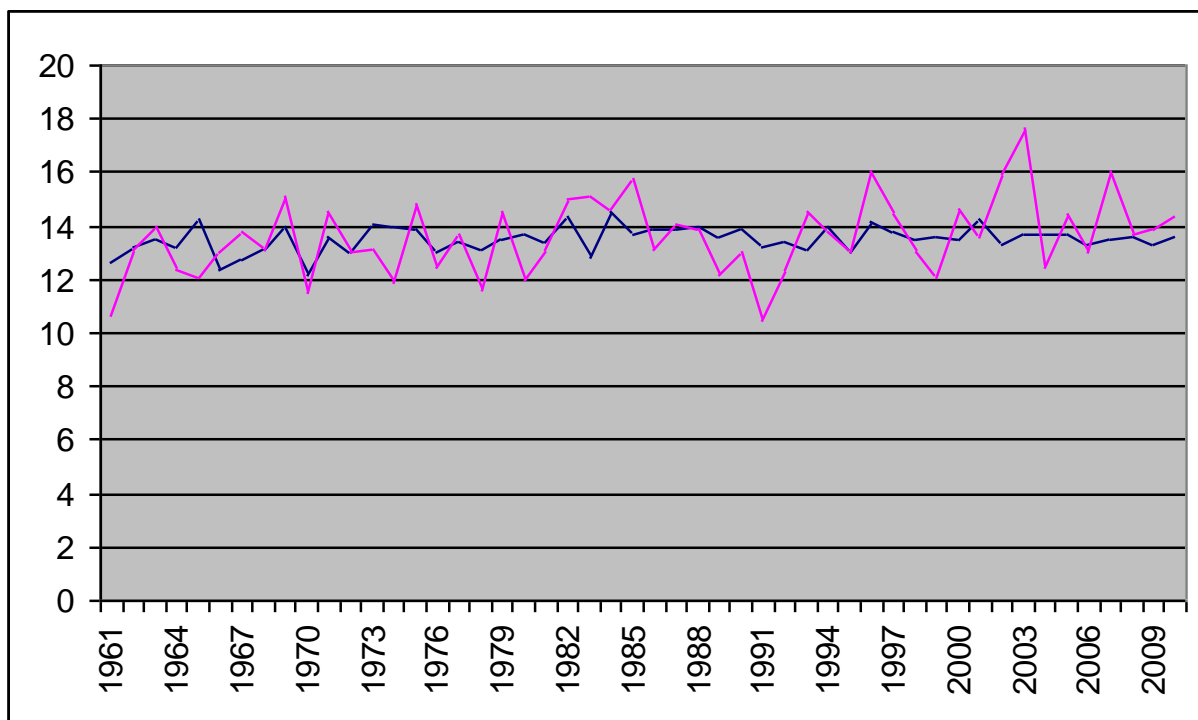


Fig. nr. 45. Curba de variație pe perioada comună (1961 – 2010) — valori măsurate
— valori reconstituite.

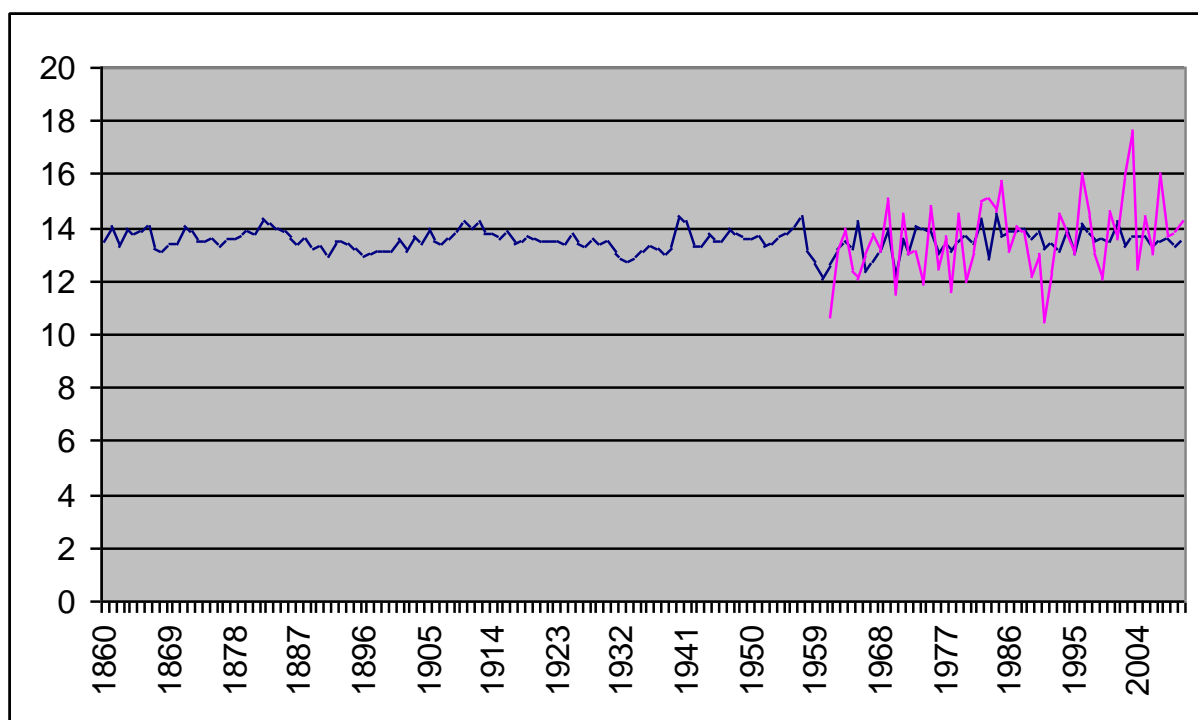


Fig. nr. 46. Curba de variație pe perioada comună și pe perioada reconstituită

Prin folosirea metodei dendrocronologice în prelungirea spre trecutul din care nu avem date măsurate, a unor elemente climatice, s-a reușit reconstituirea perioadelor în care luna mai a

fost mai caldă sau mai rece decât media perioadei de referință, dar nu s-a reușit reconstituirea variației cantităților de precipitații. Aceste fapte pot avea mai multe cauze, începând de la alegerea arealului de selecție a arborilor folosiți în elaborarea seriilor dendrocronologice, apoi fiabilitatea măsurătorilor, metodele de evaluare statistică și corelare a seriei dendrocronologice elaborate cu elementele climatice.

În ceea ce privește situl de selecție, trebuie menționat că el se află la o altitudine cuprinsă între 675 și 700m, pe un versant nord-estic, și a fost ales din mai multe motive: ipoteza conform căreia această altitudine și orientare creează condiții de mediu în care răspunsul climatic la gorun poate fi maxim, apoi două motive subiective: lipsa unui burghiu Pressler pentru recoltare de carote, care poate ar fi dus la alegerea unui alt sit de selecție și existența unor lucrări silvice pe această parcelă de pădure.

Fiabilitatea măsurătorilor în elaborarea seriei dendrocronologice a fost verificată atât prin interdatare proprie cât și prin interdatare independentă de către o altă instituție, iar acesta a dovedit corectitudinea măsurătorilor.

Metodele statistice aplicate au fost elaborate de dendrocronologi cunoscuți la nivel mondial Fritts H.C, E.R Cook, L.A. Kairiukstis și nu avem motive să le punem la îndoială.

Având în vedere aceste fapte, se poate afirma că altitudinea și expoziția menționată nu creează condiții climatice de stres pentru gorun, și răspunsul din acest punct de vedere se referă strict la temperatura perioadei de început al ciclului său de vegetație. Pe de altă parte rămânem cu satisfacția elaborării unei serii dendrocronologice de gorun. În România asemenea serii au fost elaborate doar de Popa I și Tisescu (după literatura de specialitate), dar acestea nu sunt pentru zona de curbură a Carpaților Orientali.

6.5. Corelații între relief și climat

În evoluția climatului unei porțiuni a învelișului geografic, pe lângă cantitatea de radiație solară primită, un rol deosebit de important are calitatea suprafeței subiacente, întrucât pe această suprafață se realizează schimbul radiativ caloric. Prin calitate se înțelege nu numai diferențierea dintre suprafața acvatică și uscată dar și diferențele date de elementele cantitative ale suprafeței de uscat referitoare la altitudine, înclinare, orientare, expoziție la radiație și la vânt. Acestea sunt acele elemente ale reliefului terestru prin care se realizează conexiunile, corelațiile dintre acest relief și climat.

Altitudinea medie a Depresiunii Baraolt este de 534,091 m, iar diferența între punctul cel mai coborât (463 m) și cel mai înalt (728,1 m) de 265,1 m. Pe suprafața de 144,2 km² ai arealului aflat în studiu există o singură stație meteorologică, situată la 508 m altitudine, datele căreia au fost prelucrate pentru caracterizarea climatului. Din această cauză diferențele

topoclimatice impuse de elementele cantitative ale reliefului pot fi doar calculate. Aici se poate face referire în primul rând la temperatura aerului. Pe ecartul de altitudine enunțat se poate calcula o diferență de temperatură de 1,32 – 1,59°C. Ceea ce se poate evidenția printr-o temperatură medie multianuală între 8,01 și 8,06°C în lunca Oltului la 463 m și între 6,69 și 6,47°C pe vârful Herculian la 728,1 m altitudine, în timp ce același parametru la 508 m (altitudinea stației), pe baza observațiilor între 1 ianuarie 1963 și 31 decembrie 2010 este de 7,79°C.

Înclinarea medie calculată a versanților depresiunii este de 5°. Această variabilă introduce modificări locale în gradul de dispersie, recepție, transformare și redare a radiației solare cu influențe asupra temperaturii solului și al aerului din imediata apropiere a suprafeței, toate contribuind la caracteristicile de ansamblu ale peisajelor din depresiune.

Din valoarea latitudinii la care se află stația meteorologică (ca punct fix pe arealul aflat în studiu), din valorile unghiurilor de pantă se poate calcula care sunt pantele care primesc cea mai mare, cea mai mică cantitate de energie și în ce momente ale anului. Astfel rezultă că pantele cu înclinare de 20° atât cele nordice cât și cele sudice, la momentele extreme ale unui an (solstiții) unghiul de incidență al razelor solare este cea mai mare. Din întreaga suprafață a depresiunii terenurile cu pante cuprinse între 10° și 25° reprezintă doar 17,64%. Acestea este proporția de teren care potențial poate primi cea mai mare cantitate de energie solară, ceea ce reprezintă un dezavantaj cu repercursiuni asupra unor fenomene cum ar fi persistența stratului de zăpadă, persistența umidității, care pot caracteriza climatul depresiunii.

După cum s-a amintit anterior la orice unghi de înclinare diferit de 0° în cantitatea de energie solară primită intervine și expoziția față de soare. Potențial pot primi o cantitate mai mare de energie versanții cu expoziție sud-estică, sudică și sud-vestică (tabel 8.). Aceștia însumează mai puțin de 50% din suprafața depresiunii, adică 41,6%. Iar raportul dintre versanții opuși – nordic și sudic – este de 9,83% la 14,4%.

Este evident că versanții sudici, sud-vestici și vestici, care însumează 44,3%, sunt expuși în proporție de 53,61% la vânturi. Acestea sunt și direcțiile din care la această latitudine sosesc majoritatea precipitațiilor. Astfel se poate aprecia că versanții expuși la vânt pot fi mai umede. Versanții nordici, nord-estici și estici, adică cele de „sub vânt”, însumează doar 28,67%, ei sunt expuși doar în proporție de 28,19% și ar putea fi mai uscate.

Una din trăsăturile principale ale morfografiei arealului aflat în studiu este împărțirea ei în bazine depresionare: cel vestic și cel estic, separate de horstul intrabazinal. Pentru a evidenția eventualele diferențe în cantitatea de precipitații căzute în acestea s-au folosit datele de

precipitații de la postul hidrometric Bățani, pentru bazinul estic, și al postului hidrometric Baraolt, pentru bazinul vestic, pe perioada 2003 – 2010, pentru care au existat date.

Puncte cardinale	Proporția versanților după orientare	Proporția vântului după direcție
N	9,83%	6,17%
NE	8,80%	13,88%
E	10,04%	8,14%
SE	12,90%	10,06%
S	14,40%	16,89%
SV	14,30%	17,28%
V	15,60%	19,44%
NV	13,83%	8,14%

Tabel. nr.8: Corelarea orientării versanților cu direcțiile dominante ale vântului.

În medie, pentru acești opt ani, există o diferență de 17,4 mm în favoarea bazinului estic. În total sunt trei ani, între 2008 și 2010 în care cantitățile sunt similare, 2004, când sunt mai mici cu 25,7 mm, iar în restul anilor sunt mai mari cu valori cuprinse între 27 și 73,6 mm. Mediile lunare pentru aceeași perioadă arată că 6 luni cad mai puține precipitații în bazinul estic (ianuarie, aprilie, iulie, august, septembrie și noiembrie), iar în restul lunilor mai multe de cât în bazinul vestic. Aceste diferențe de valori sunt mici, de ordinul a 7 mm în ianuarie și de numai 1,9 – 2,9 mm în celelalte luni și se produc în timpul dominanței maselor de aer de origine atlantică. Valorile mai mari din lunile mai și iunie (11,6 și 10,6), în favoarea bazinului estic sunt în aceea perioadă a anului când precipitațiile abundente sunt aduse de ciclonii mobili mediteraneeni.

În aceste diferențe între cele două bazine, chiar și atât de mici, un rol important are aliniamentul mai ridicat reprezentat de Vf. Cetății (614,1 m), Vf. Tirco (662,5 m) ce le desparte. Având direcția N – S obligă atât masele de aer din vest cât și pe cele din sud-est să se descarce mai mult în bazinul pe care le traversează.

Acest horst nu lasă nici ceața convectivă ce se formează în bazinul vestic și lunca Oltului să se extindă în cel estic. Numărul zilelor cu ceață diferă între ele: 120 pe an în primul și numai 70 în al doilea – observații proprii în perioada 2005 - 2010.

Ca rezultat al corelației între relief și climat este și numărul mare de zile fără vânt – 120 – calmul atmosferic fiind caracteristic arealelor depresionare. Nu trebuie scăpat din vedere nici faptul că într-o asemenea formă de relief aerul mai dens, rece persistă în această formă concavă ducând la inversiuni termice.

CAPITOLUL 7 – EVALUAREA CARACTERISTICILOR HIDROGRAFICE

7.1. Rețeaua de drenaj

Sistemele fracturale (mai ales direcția lor) care au impus configurația generală a depresiunii, pot fi considerate a fi principala cauza ce a impus și direcțiile principale de drenaj, fapt demonstrat în capitolul destinat reliefului. Astfel, principalele ape curgătoare drenează pe direcția nord-sud, în lungul sistemului fractural al Cormoșului (G8), bazinul vestic, și bazinul estic (g27), preluând micile artere ce coboară fie de pe versanții horstului intrabazinal, fie de pe cei ai ramei montane estice și vestice. Situația este asemănătoare și de-a lungul faliei crustale V-E (G7) care impune o scurgere, în sudul ambelor bazine, pe direcția aferentă ei.

Avându-se în vedere falia urmată de cursurile de apă principale ale depresiunii, se poate constata că unele curg de-a lungul unei singure falii, iar altele, după un parcurs pe una din rupturi, urmează o alta. În primul caz este vorba de cursuri de apă precum Cormoș, Volal (localizate pe sistemul de fracturi N-S din bazinul vestic), Vârghiș (pe fractura de orientare NV-SE), Bradul Mare, Pârâul Bățani (pe falia de orientare N-S din bazinul estic) și Ozunca, care curge de-a lungul faliei crustale V-E. În al doilea caz este vorba de Olt, care vine din Depresiunea Brașovului de-a lungul faliei de orientare N-S, se abate spre defileul de la Racoș, instalându-se de-a lungul faliei crustale amintită anterior. Această situație de schimbare a faliilor se poate constata și la pârâul Baraolt, care își urmează cursul de-a lungul replicii estice a sistemului ruptural al Cormoșului, iar în sudul bazinului estic se abate și urmează aceeași falie crustală până la confluența cu Oltul.

După cum s-a amintit în capitolul destinat evaluării reliefului, densitatea medie a rețelei hidrografice, calculată pentru suprafața Depresiunii Baraolt, este de $1,66 \text{ km/km}^2$, iar cea maximă de $3,859 \text{ km/km}^2$. În capitolul respectiv s-a evaluat și distribuția spațială a densităților, constatându-se faptul că valorile cele mai mici ale acestui indicator se înregistrează pe culmi și interfluvii, iar cele mai mari în zonele de luncă și mai ales în arealele de confluență.

Apele curgătoare din arealul analizat aparțin în totalitate bazinului hidrografic al Oltului, majoritatea fiind alohtone, având izvoarele în rama montană vecină sau pe horstul intrabazinal. Doar pârâul Bodoș, pârâul Hotarul și alte câteva cursuri scurte, nepermanente au caracter autohton. Astfel, Depresiunea Baraolt funcționează ca o zonă tranzitată de ape ce provin de pe rama vestică și sud-vestică a compartimentului sudic al Munților Harghita, de pe versanții vestici și nordici ai Munților Baraolt și de pe versanții estici ai Munților Perșani. Bazinele hidrografice ale acestora se extind mult peste limitele depresiunii. Procentual, din teritoriul depresiunii, cea mai mică parte revine bazinului hidrografic al Vârghișului (3,7%), iar cea mai

mare parte, bazinului pârauului Agriș (33,5%). Pârâul Cormoș și pârâul Baraolt dețin 17%, respectiv 16,8% din suprafața depresiunii analizate. Luate în ansamblu, bazinele hidrografice ale celor trei cursuri de apă (Vârghiș, Cormoș și Baraolt) însumează peste 680 km², în timp ce, depresiunea aflată în studiu are o suprafață de doar 144,2 km², reprezintă un procent de doar 21% din suprafața celor trei bazine hidrografice, fapt ce indică și aportul redus cu care contribuie la debitului Oltului, colectorul principal.

7.1.1. Elementele morfo-hidrografice ale principalelor ape curgătoare

Vârghișul își are izvoarele în craterul Harghita-Mădăraș, la altitudinea de 1570 m. După un parcurs de 38,4 km pătrunde în depresiunea Baraolt (la altitudinea de 509 m) pe care o traversează pe o distanță de 6,6 km, după care se varsă în Cormoș (la altitudinea de 479 m). Bazinul hidrografic prezintă o formă alungită pe direcția N-S, mai evazată în partea nordică, acoperind o suprafață totală de 245 km². Lungimea lui este de 38,25 km, iar lățimea maximă de 10,825 km, relevată în zona platoului vulcanic al Harghitei, unde primește și cel mai important afluent al său, Chiruiul. Lățimea minimă este de 3,75 km în zona pătrunderii în Depresiunea Baraolt, la confluența cu pârâul Sărman, iar lățimea medie, calculată ca raport între suprafața și lungimea bazinului este de 6,4 km.

Așadar, bazinul hidrografic al Vârghișului are o dezvoltare mai consistentă în cursul superior. Panta medie este de 24‰, altitudinea medie de 855 m, iar 106,56 km² din suprafața bazinului este acoperită de păduri, rezultând un coeficient de împădurire de 43,5%. Ca fizionomie, în afara alungirii sale amintită anterior, prezintă o accentuată asimetrie, manifestată printr-o dezvoltare a rețelei de afluenți pe partea stângă, până în zona cheilor, după care ea se transferă pe partea dreaptă, primind o alimentare mai bogată de pe versanții nord-estici și estici ai Munților Perșani. Coeficientul de sinuozitate este de 1,32, calculat pentru întreaga sa lungime.

În Depresiunea Baraolt bazinul hidrografic al Vârghișului ocupă o suprafață de doar 9 km² (în partea de nord-vest a acesteia) și se remarcă printr-o asimetrie accentuată de dreapta, instalată la ieșirea din chei, de pe stânga lipsind orice afluent. Principalii afluenți de dreapta (imediat după intrarea în depresiune) sunt Sărmanul și Pârâul Cepii, ambii izvorând din Munții Perșani. De la confluența cu Sărmanul și până la vărsarea în Cormoș coeficientul de sinuozitate scade la 1,29 datorită lucrărilor de îndreptare și îndiguire efectuate în amonte de vărsare.

În comuna omonimă funcționează un post hidrometric aparținând SGA Covasna. Datele privind debitele zilnice, debitele minime și maxime lunare au fost prelucrate pe perioada 1982-2010. Pentru acest interval debitul mediu calculat a fost de 2,21 m³/s față de media multianuală

oficială de $2,25 \text{ m}^3/\text{s}$. Anul cu cel mai mic debit mediu anual a fost 2003 cu $1,14 \text{ m}^3/\text{s}$ (fig. 49), la polul opus fiind anul 1997, cu $3,48 \text{ m}^3/\text{s}$.

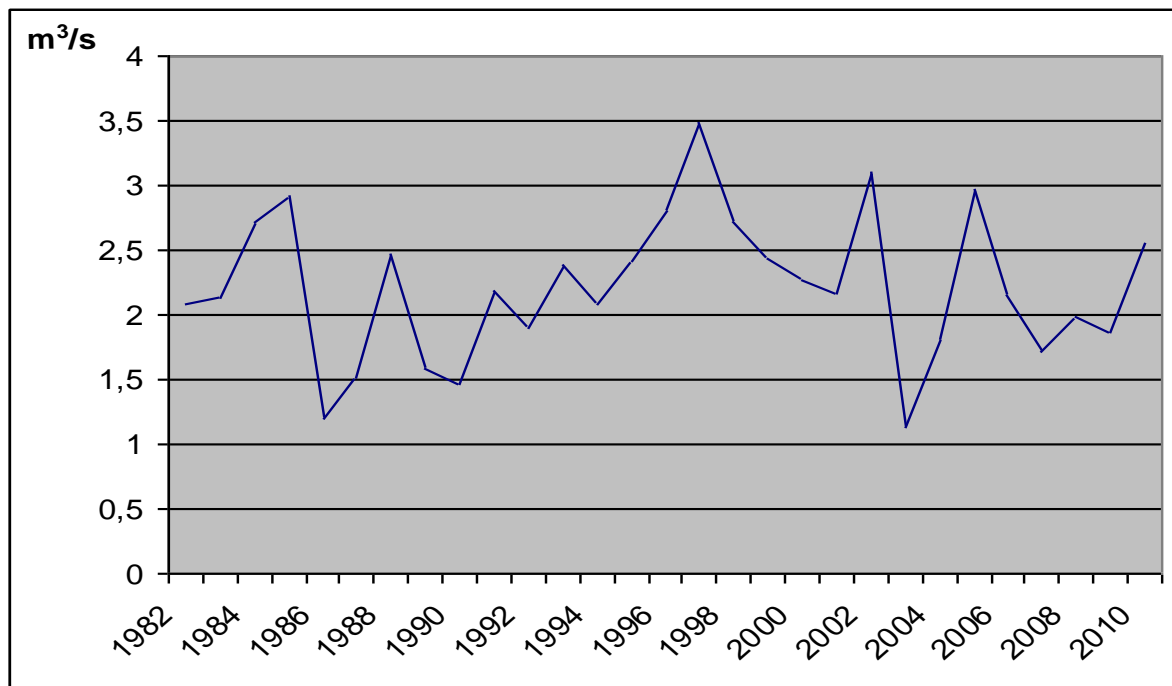


Fig. nr.49: Evoluția debitelor medii anuale ale Vârghișului în perioada 1982 – 2010.

În decursul unui an debitul pâraului Vârghiș înregistrează două minime și două maxime (fig. 50). Minima principală din luna ianuarie, de $1,17 \text{ m}^3/\text{s}$, se realizează ca urmare a acumulării precipitațiilor căzute sub formă de zăpadă și ca urmare a fenomenelor de gheață de pe pârau. De altfel, luna ianuarie este și o lună cu cantitate minimă de precipitații ($24,9 \text{ mm}$ la stația meteorologică Baraolt), acestea fiind mai ales sub formă solidă, acumulate într-un strat consistent de zăpadă. Cea de-a doua minimă este specifică lunilor octombrie și noiembrie (cu debite egale de $1,24 \text{ m}^3/\text{s}$), înregistrate ca urmare a scăderii cantităților de precipitații (pe lângă alimentarea subterană, este principala sursă de alimentare în această perioadă a anului). Luna noiembrie este și luna în care, conform datelor de la stația meteorologică Baraolt, se înregistrează și una din minimele de cantități de precipitații, respectiv $28,3 \text{ mm}$.

Prima maximă se înregistrează în perioada topirii zăpezilor acumulate în timpul iernii, respectiv primăvara. Astfel, în luna aprilie debitul ajunge la $4,72 \text{ m}^3/\text{s}$. Topirea zăpezilor se suprapune și pe o creștere a cantităților de precipitații, de la $24,9 \text{ mm}$ în luna ianuarie la $46,78 \text{ mm}$ în luna aprilie. Totuși, aportul cel mai mare în alimentarea pâraului în această perioadă revine procesului de topire a zăpezii. După luna aprilie debitul scade, dar se menține ridicat (peste $3 \text{ m}^3/\text{s}$) în lunile mai și iunie, datorită faptului unui aport nival încă sporit și creșterii

semnificative a aportului pluvial (cantitatea de precipitații crește la 91 mm în luna iunie). Maxima secundară este specifică lunii decembrie, când debitul ajunge la 1,41 m³/s. Ea apare ca urmare a creșterii cantităților de precipitații și a întârzierii instalării fenomenelor de iarnă. În anumite momente apar viituri, debitele depășind 10 m³/s, precum în 1995, an în care, la data de 27 decembrie s-au înregistrat 84,9 m³/s. Un alt moment a fost înregistrat la data de 2 decembrie 1996, cu peste 10,2 m³/s.

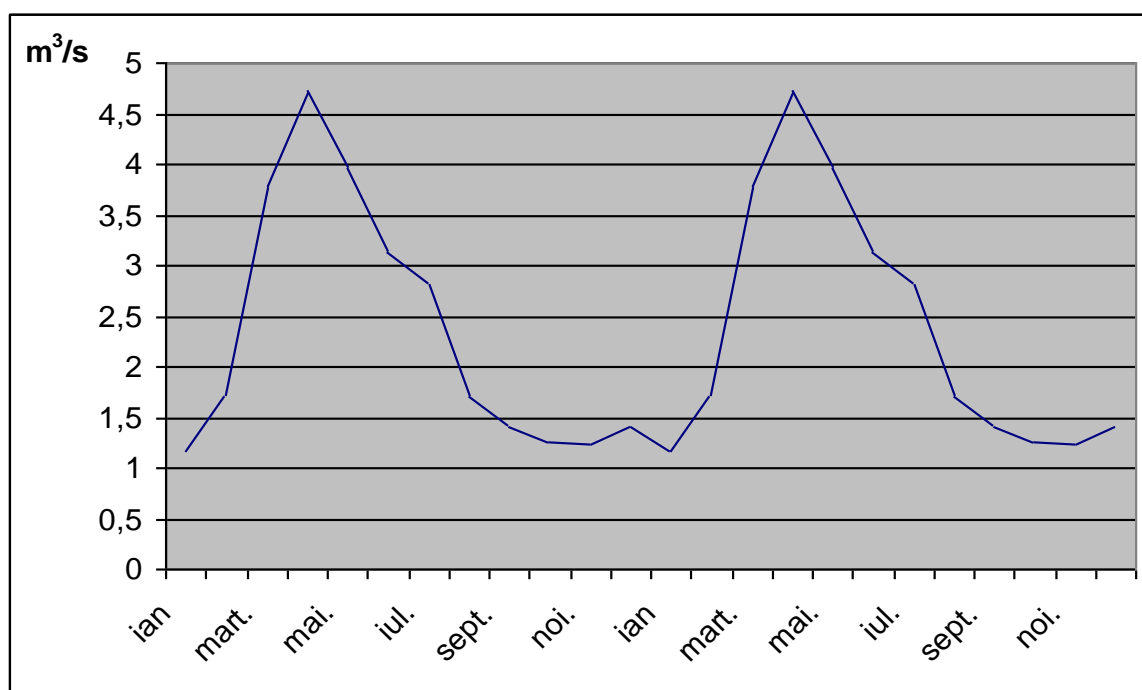


Fig. nr.50: Variația anuală a debitelor pârâului Vârghiș.

Debitul minim absolut, pentru perioada analizată, a fost înregistrat la data de 25 ianuarie 1987, respectiv 0,125 m³/s. Din datele anterioare anului 1982 rezultă că minima înregistrată a fost de 0,086 m³/s, în 21 ianuarie 1968. Debitul maxim absolut, pentru perioada 1982-2010 este de 138 m³/s, înregistrat la viitura din data de 5 iulie 1991. În perioada 28 iunie-5 iulie a aceluiași an la stația meteorologică Baraolt au căzut 74 mm precipitații. Pentru perioada 1966-1982 debitul maxim absolut a fost de 169 m³/s, înregistrat în timpul viiturii din 3 iulie 1975, când în intervalul 1-4 iulie, la aceeași stație meteorologică, s-au măsurat 163,9 mm precipitații.

Valorile minime absolute confirmă luna ianuarie ca fiind luna cu nivelurile cele mai mici ale apelor. După cum se poate observa din datele de mai sus, luna aprilie nu este luna cu cele mai puternice viituri, ci este luna cu ape constant mari, provenite din alimentarea nivală. Viiturile puternice apar în lunile iunie și iulie în care cad averse, sursa acestor ape mari fiind pluvială.

Cormoșul izvorăște din craterul Luci-Lazul unde s-a format un tinov (tinovul Luci), la altitudinea de 1107 m. După un curs de 37,2 km pătrunde în depresiune la 527,6 m, iar după ce străbate o distanță de 16,8 km, se varsă în râul Olt la 464 m. Bazinul hidrografic acoperă o suprafață de 200 km², are o lungime de 31,8 km și o formă alungită pe direcția N –S. Lățimea maximă este de 13,5 km, între Dealul Angelica (1485 m) și șaua Muhar (1000 m), iar cea minimă este de 4,5 km, în apropiere de Doboșeni. Lățimea medie este de 6,28 km. Bazinul hidrografic al Cormoșului este mai dezvoltat în partea superioară, unde se adună apele de pe văile conului Luci-Lazul. Panta medie este de 12‰ (jumătate din cea a Vârghișului), altitudinea medie de 822 m, iar din suprafața totală circa 151,65 km² sunt acoperiți cu păduri, ceea ce reprezintă un coeficient de împădurire de 75,8%. Spre deosebire de bazinul Vârghișului, cel al Cormoșului este simetric. Raportul dintre cele două jumătăți de bazin este de 105 km² (cel stâng) la 95 km² (cel drept). Coeficientul de sinuozitate este de 1,26 pentru întreaga lungime a pârâului. Pentru sectorul din Depresiunea Baraolt, anterior lucrărilor hidrotehnice de strămutare într-o albie artificială dreaptă, coeficientul de sinuozitate era de 1,54, în prezent fiind numai de 1,26. Din măsurătorile efectuate pe ortofotogramă, pentru aspectul actual al albiei, precum și pe harta topografică (Scara 1:25000, ediția 1973), reiese că albia minoră a pârâului Cormoș a fost scurtată cu 3,8 km.

Din suprafața totală a sa (de 200 km²), în Depresiunea Baraolt bazinul hidrografic al Cormoșului ocupă doar 37,6 km², fiind poziționat aproape integral în parte nordică și centrală a bazinului depresionar vestic, care a fost denumit și „grabenu l Cormoșului”, ceea ce reprezintă circa 18,8% din întreaga suprafață de pe care își adună apele

Pentru evaluarea elementelor hidrice ale acestui pârâu s-au folosit datele de la postul hidrometric Brăduț, aparținând SGA Covasna, poziționat în aval de localitatea omonimă, la 5 km de la intrarea Cormoșului în depresiune. Datele zilnice ale debitelor acoperă intervalul 1982-2010, pentru care s-a calculat o medie de 1,75 m³/s, față de 1,67 m³/s, care este media multianuală oficială.

Anul cu cel mai mare debit anual calculat (din intervalul analizat) a fost 2005, cu 2,97 m³/s, la polul opus fiind anul 1986, cu 0,904 m³/s (fig. 51).

De-a lungul unui an debitul pârâului Cormoș relevă două minime și două maxime. Minima principală se înregistrează în luna ianuarie și este de 1,035 m³/s (fig. 52). Ca și în cazul pârâului Vârghiș, cauzele sunt aceleași, respectiv acumularea precipitațiilor solide și persistența fenomenelor de gheață pe pârâu și pe afluenții săi. Este vorba de două bazine hidrografice vecine, care împart aceeași cumpănă de ape, doar unele elemente strict locale putând induce unele mici diferențe. Minima secundară este specifică lunii octombrie, când debitul scade la

circa $0,923 \text{ m}^3/\text{s}$, cu toate că luna cu precipitații minime la stația meteorologică Baraolt este noiembrie. Zona de obârșie a Cormoșului și a majorității afluenților săi se află la peste 1000 m altitudine, unde nu poate fi valabilă o valoare a cantităților de precipitații măsurate la 508 m. Acest decalaj poate fi explicat prin faptul că pe versanții Harghitei de sud în luna noiembrie încep ploile de toamnă, determinând o ușoară creștere a debitului la $1,052 \text{ m}^3/\text{s}$, în timp ce la altitudini mai mici cantitățile de precipitații încă scad.

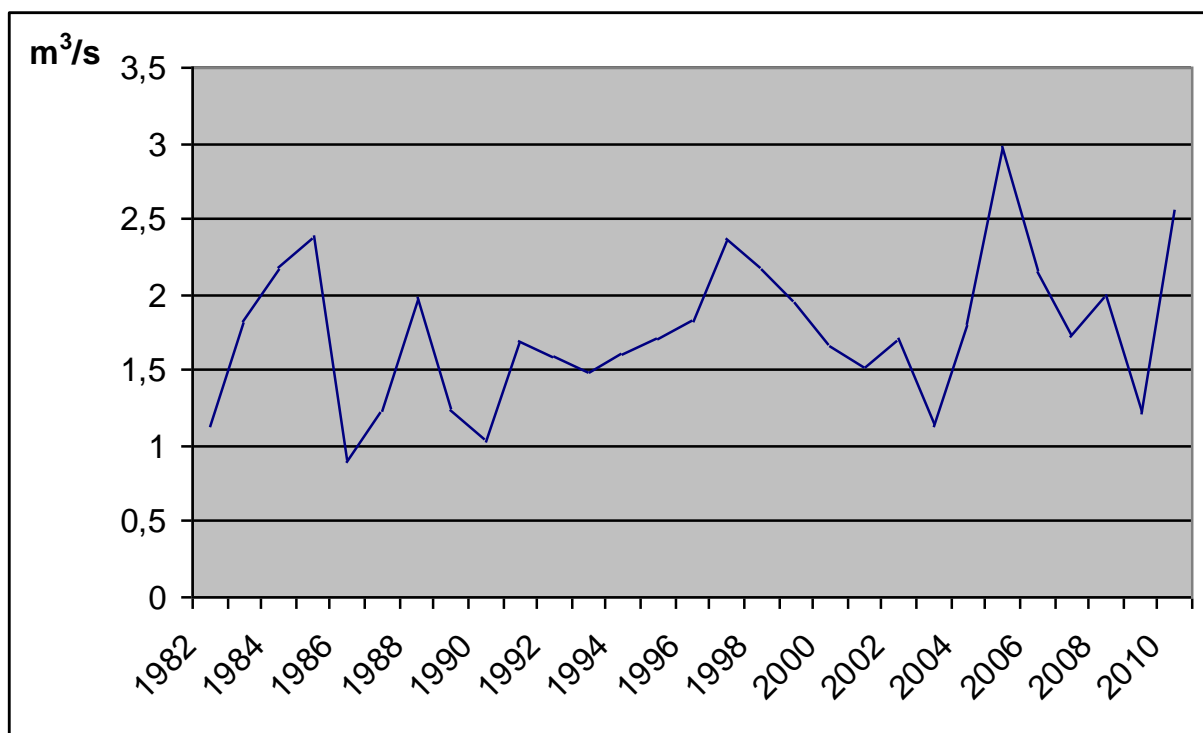


Fig. nr.51: Evoluția debitelor medii anuale ale Cormoșului în perioada 1982 – 2010.

În ceea ce privește lunile cu debitele maxime, nu există diferențe între Cormoș și Vârghiș. Astfel, prima maximă este în luna aprilie, cu $3,909 \text{ m}^3/\text{s}$, iar cea de-a doua în luna decembrie, cu $1,318 \text{ m}^3/\text{s}$. Cauza lor este aceeași, respectiv topirea stratului de zăpadă acumulată în timpul iernii și sporirea cantităților de precipitații în luna decembrie, dublată de o întârziere a instalării fenomenelor de îngheț.

Debitul maxim absolut pentru intervalul 1982-2010 a fost înregistrat în timpul viiturii din data de 26 iunie 2010 și a fost de $84 \text{ m}^3/\text{s}$. Precipitațiile căzute în perioada 23-27 iunie 2010 au însumat o cantitate de 94,6 mm la stația meteorologică Baraolt. La polul opus se află data de 13 ianuarie 1984 cu debitul minim absolut de $0,123 \text{ m}^3/\text{s}$. Analizând datele referitoare la precipitații, se poate vedea că în perioada 7-12 ianuarie 1984 au căzut 23 mm sub formă solidă, stratul de zăpadă a crescut de la 7 cm la 27 cm iar în data de 13 ianuarie, temperatura minimă a

zilei a fost de $-24,1^{\circ}\text{C}$ și cea maximă de $-9,6^{\circ}\text{C}$. Astfel cauza acestui debit devine clară, respectiv acumularea precipitațiilor solide căzute și fenomene de gheață pe pârâu.

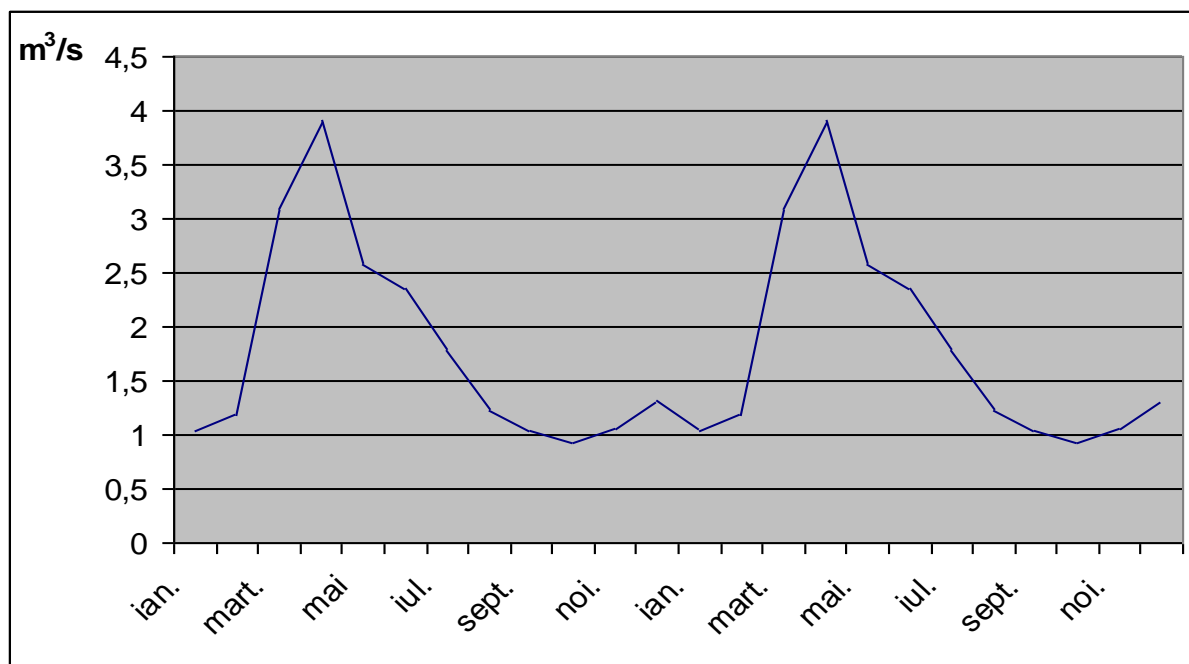


Fig. nr.52: Variația mediilor lunare ale debitelor pârâului Cormoș.

Pârâul Baraolt are obârșia în craterul Cucu la 1360 m și se varsă în Olt la 464 m. După ce parcurge 16,4 km în afara depresiunii, drenând craterul, versanții vestici, sud-vestici și sudici ai conului și platoul vulcanic, intră în depresiune la 605 m altitudine și o străbate pe o distanță de 23,6 km. Este pârâul cu cel mai lung traseu intradepresionar și unul dintre cele care, după ce urmează o anumită falie, se reorientează pe o alta. În interiorul arealului depresionar analizat Baraotul drenează întregul sector estic, cu excepția părții sudice a acestuia, prin care curge Ozunca.

Bazinul hidrografic are o suprafață de 126 km^2 și o lungime de 26,6 km. Prezintă o formă alungită pe direcția N-S, dezvoltată în partea superioară, respectiv în zona platoului vulcanic și un „apendice” în partea sudică, dezvoltat pe direcția V-E, la vărsarea în Olt. Din suprafața totală de $37,1 \text{ km}^2$, doar 29,4% se află în interiorul depresiunii. Lățimea maximă este de 10,5 km, dezvoltată între Vârful Dealului (893,7 m), horstul intrabazinal și vf. Mitaci (1282 m), iar cea minimă este de 2,9 km, între Dealul Baraolt Nord și Dealul Secerișului. Lățimea medie este de 6,1 km. Panta medie are o valoare de 22‰, mai apropiată de cea a Vârghișului. Altitudinea medie atinge 734 m, iar suprafața fondului forestier este de doar $43,4 \text{ km}^2$, rezultând un coeficient de împădurire de doar 34,4%. Aceasta se datorează faptului că o mare parte a bazinului hidrografic se întinde pe platoul vulcanic, care nu este împădurit. În ceea ce privește

simetria, bazinul hidrografic al Baraoltului, în partea superioară a sa este puternic asimetric pe stânga de unde primește mai mulți afluenți, caracter ce se menține până în dreptul localității Herculan. Simetria se restabilește în aval de îngustarea de la Biborțeni și se menține până la vărsare. Coeficientul de sinuozitate este de 1,17 (pentru întregul curs) iar pentru cei 23,6 km din depresiune se reduce la 1,12 datorită lucrărilor de regularizare din aval de Biborțeni.

Postul hidrometric Baraolt al SGA Covasna, situat în orașul omonim, în aval de toate confluențele cu afluenții principali, a furnizat datele privind debitele acestui pârau. Acestea acoperă perioada 1982-2010 (fig. 53). Debitul mediu pentru intervalul menționat este de 1,5 m³/s, cel maxim anual a fost de 2,71 m³/s, în anul 1997 (cu cantități de 666,1 mm precipitații), cel minim anual fiind de 0,607 m³/s, în anul 1986 (cu 548,4 mm precipitații).

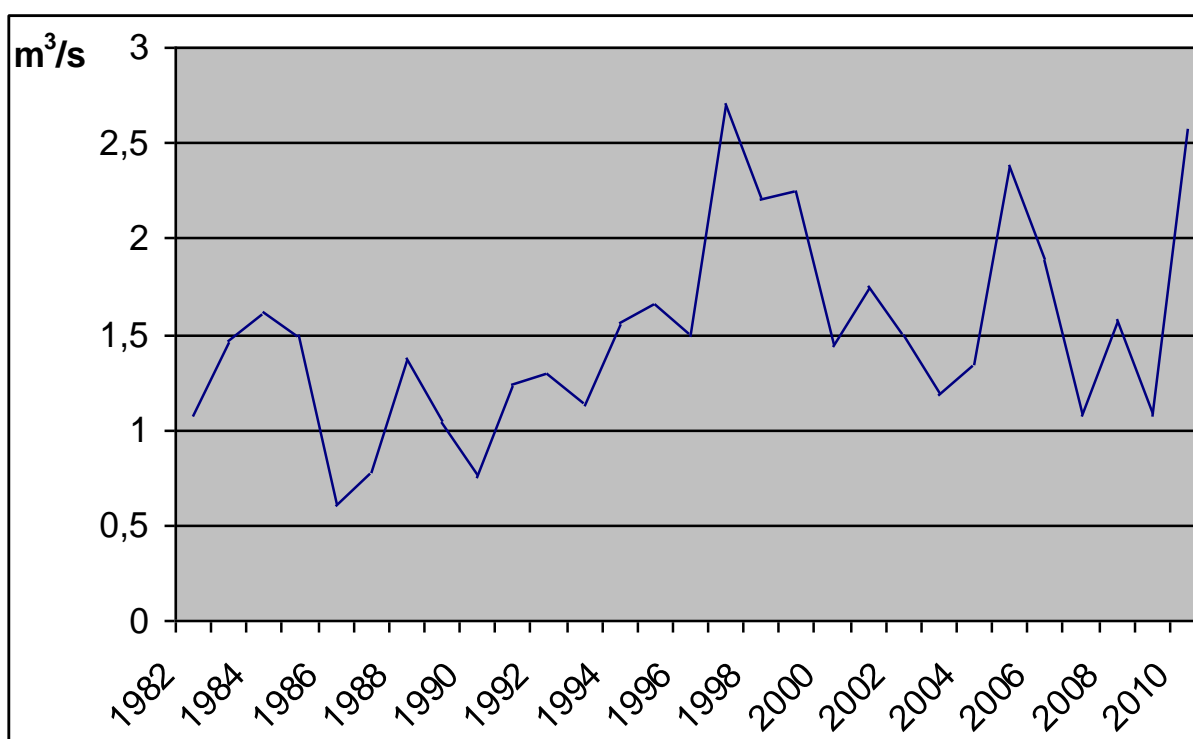


Fig. nr.53: Evoluția debitelor anuale ale pâraului Baraolt în perioada 1982 – 2010.

Regimul Baraoltului este puțin diferit de al pâraurilor evaluate anterior, în sensul că se pot pune în evidență trei minime și trei maxime (fig. 54). În luna ianuarie este, precum în cazul celorlalte ape curgătoare, înregistrată prima minimă, respectiv 0,89 m³/s, cauzele fiind identice cu cele ale cursuri de apă analizate mai sus. În continuare debitele cresc până în luna aprilie, când ajung la maximul principal de 3,16 m³/s, datorită suprapunerii topirii zăpezilor peste creșterea cantităților de precipitații. Apoi ele scad, deoarece precipitațiile și alimentarea subterană nu pot menține nivelul apelor foarte ridicat, înregistrându-se al doilea minim, specific

lunii iunie, cu $2,13 \text{ m}^3/\text{s}$, pentru ca precipitațiile bogate căzute sub formă de averse din luna iulie (88,7 mm, la postul hidrometric Bățanii Mari) să ridice iar debitul la cea de a doua maximă, de $2,32 \text{ m}^3/\text{s}$. În a doua jumătate a anului atât precipitațiile cât și nivelul apelor scade continuu până în octombrie, când se atinge cel de-al treilea minim de $0,73 \text{ m}^3/\text{s}$, care este de fapt și cel mai accentuat. Ca și în cazul celorlalte ape curgătoare ce tranzitează Depresiunea Baraoltului, odată cu creșterea cantităților de precipitații, înaintea instalării fenomenelor de iarnă se înregistrează (în luna decembrie) cel de-al treilea maxim al debitelor, de $1,01 \text{ m}^3/\text{s}$.

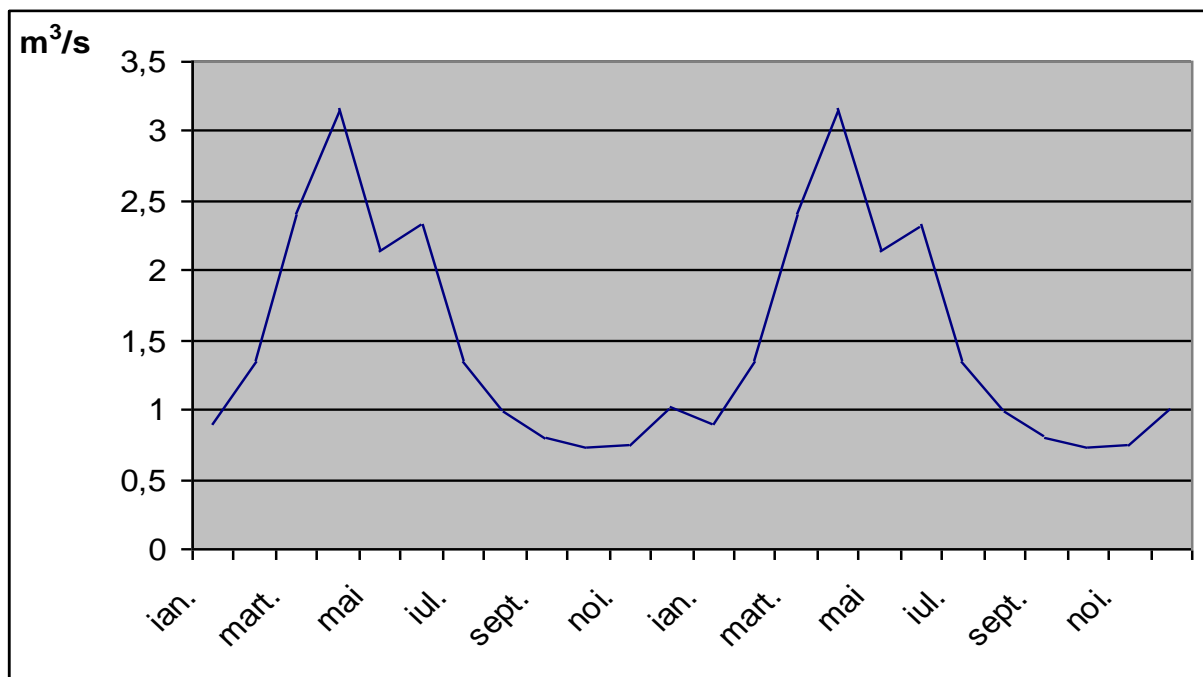


Fig. nr. 54: Variația debitelor medii lunare ale pârâului Baraolt.

Debitul maxim absolut pentru perioada evaluată este de $211 \text{ m}^3/\text{s}$ și s-a măsurat în timpul viiturii din 7 iunie 1994. În intervalul 5-7 iunie a căzut la stația meteorologică Baraolt o cantitate de 61,2 mm precipitații. Debitul minim absolut s-a înregistrat în zilele de 11 și 12 iulie 2000 și a fost de $0,11 \text{ m}^3/\text{s}$. În prima decadă a lunii respective și până în data de 13 au căzut 0,6 mm precipitații și au fost 6 zile în care temperatura maximă a zilei a depășit 30°C , și 5 zile în care aceasta a fost de 25°C . Așadar această valoare a debitului a fost cauzată de o valoare ridicată a evapotranspirației și o lipsă de precipitații, alimentarea realizându-se exclusiv din surse subterane.

Pârâul Ozunca izvorăște de sub șaua situată între conul Murgu Mare și vârful Borviz, de la o altitudine de 700 m și după un parcurs de 14 km intră în depresiune la confluența cu pârâul Sugo, la altitudinea de 530 m, de unde mai străbate o distanță de 4 km până la confluența

cu Baraoltul (496 m). Pârâul Ozunca și-a dezvoltat valea în întregime de-a lungul faliei crustale V-E. Bazinul hidrografic are o suprafață de 95 km², foarte bine dezvoltat în partea superioară, de unde adună atât apele de pe conul Pilișca și platoul vulcanic aferent, cât și de pe rama nordică a Munților Baraolt, din zona limitei acestora cu Munții Harghita. În Depresiunea Baraoltului ocupă o suprafață de 11,8 km², respectiv 8,17% din arealul aflat în studiu. Lungimea bazinului este de doar 11,6 km, iar lățimea maximă de 14,25 km, în partea superioară, și se întinde între șaua dintre vf. Mitaci (1282 m), vf. Pilișca Mare (1374 m) și Culmea Somnului (847,9 m) din Munții Baraolt. În acest sector bazinul are caracter asimetric, pe dreapta, Ozunca primind mai mulți afluenți dinspre lanțul montan harghitean. După intrarea în Depresiunea Baraolt asimetria se transeră către stânga, de pe flancul nordic al Munților Baraolt, primind mai mulți tributari, pe când în aval de confluența cu pârâul Sugo, nu mai primește nici unul dinspre dreapta. Lățimea minimă este de 5,1 km între Dealul Bățani (563,5 m) și Dealul Sărat (662,9 m) din Munții Baraolt, iar lățimea medie de 8,2 km. Panta medie este de 11‰, cea mai resusă dintre bazinele hidrografice analizate din depresiune. Altitudinea medie se ridică la 705 m, iar 33,8 km² din întreaga sa suprafață este acoperită de păduri, rezultând un coeficient de împădurire de 35,5%. Pe întreaga lungime coeficientul de sinuozitate este de 1,31, valoarea fiind similară și pentru sectorul din depresiune.

Datele hidrometrice au fost preluate de la postul hidrometric Bățani, pe o perioadă ce acoperă anii 1982-2010 (fig. 55). Pentru acest interval, debitul mediu este de 0,46 m³/s. Anul cu cel mai mic debit mediu anual calculat a fost 1986 (cu 0,188 m³/s), debitul mediu anual cel mai mare fiind înregistrat în anul 1984 (0,788 m³/s).

Regimul pârâului Ozunca revine la tiparul cu două minime și două maxime, deosebirea fiind aceea că luna ianuarie nu este luna în care se înregistrează una din minimele anuale (fig. 56). Principala și cea mai puternică minimă este în luna octombrie, în care media multianuală scade la 0,2 m³/s. Cauza este aceeași precum în situația celorlalte ape curgătoare ale depresiunii, respectiv scăderea cantității de precipitații și a deci a alimentării pluviale. Cea de a doua minimă a debitelor este, surprinzător, plasată în luna mai cu 0,65 m³/s. Altitudinea mai redusă a întregului bazin hidrografic (705 m altitudinea medie) face ca zăpada să se topească aproape în întregime de pe suprafața sa în luna aprilie, iar cantitățile de precipitații căzute în mai nu pot menține debitele foarte ridicate.

În ceea ce privește debitele maxime, ele apar în luna aprilie, fiind de 0,82 m³/s, ca urmare a suprapunerii topirii zăpezilor peste cantități de precipitații în creștere, și în luna iunie (0,68 m³/s). Cea de a doua maximă are cauze similare cu celelalte pârâuri, respectiv atingerea maximului de precipitații, în principal.

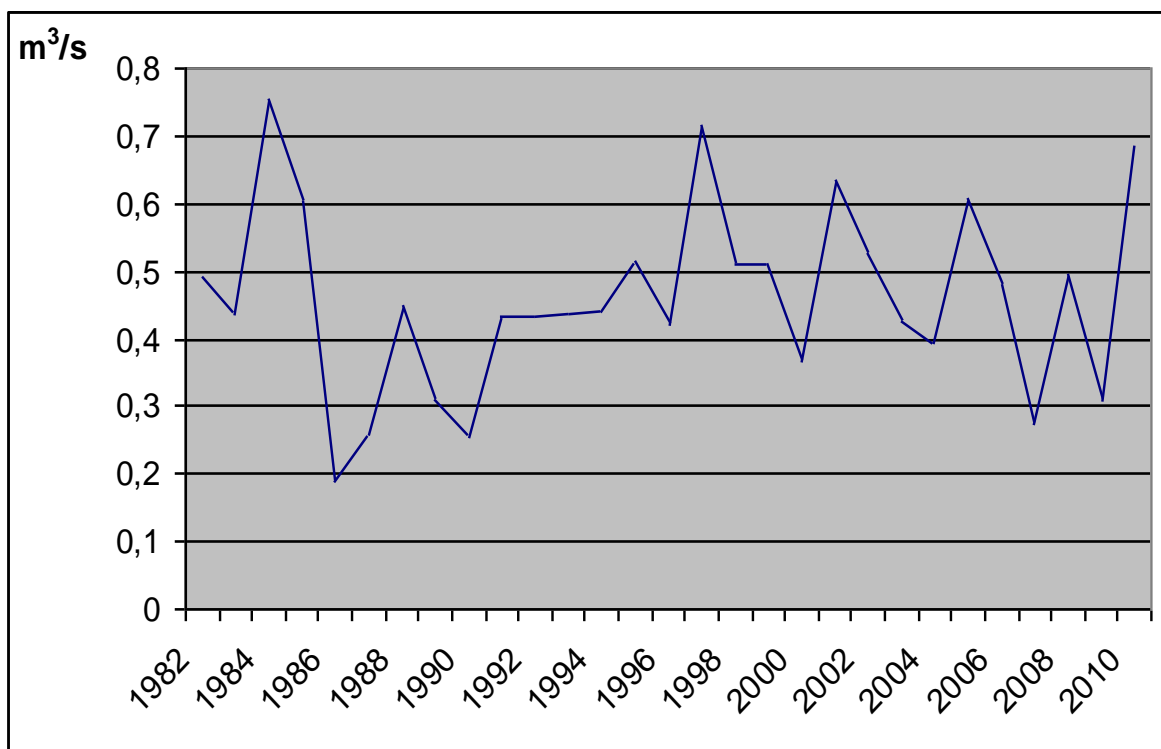


Fig. nr.55: Evoluția debitelor medii anuale ale pâ râului Ozunca în perioada 1982 – 2010.

Pentru perioada avută în vedere, debitul maxim absolut a fost de 52,3 m³/s în timpul viiturii din 4 iulie 1991. În perioada dintre 28 iunie și 4 iulie a aceluia an la stația meteorologică Baraolt s-au înregistrat 78,5 mm precipitații. Debitul minim absolut al perioadei, de 0,028 m³/s a fost înregistrat la data de 25 iulie 2007 și s-a menținut până la data de 30 iulie al aceluiași an. Trebuie menționat faptul că această minimă a fost precedată de o perioadă de 17 zile (13-30 iulie) fără precipitații, debitul fiind menținut exclusiv de către alimentarea subterană.

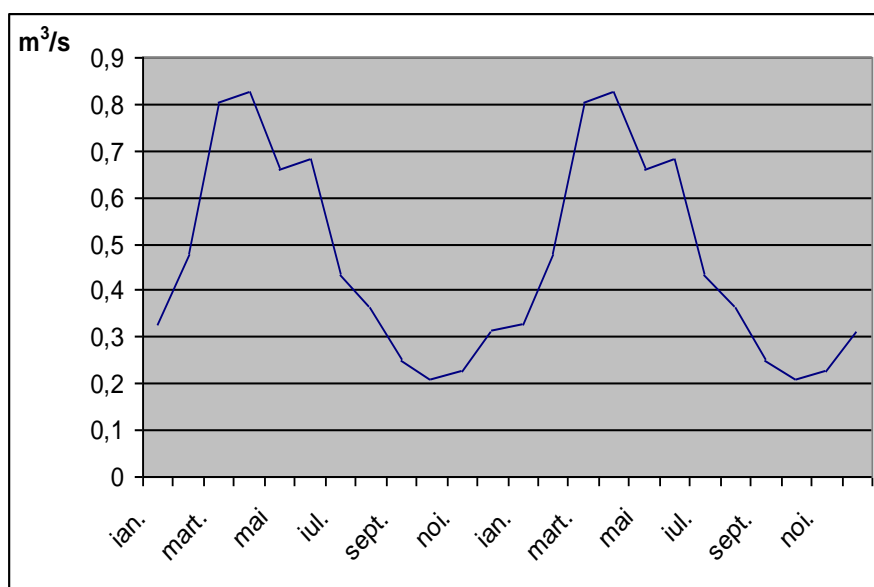


Fig. nr.56: Variația debitelor medii lunare ale pâ râului Ozunca.

Oltul este colectorul tuturor apelor curgătoare din depresiune, reprezentând și nivelul de bază local. Intră dinspre Depresiunea Brașovului prin larga deschidere din sud, unde începe să-și schimbe direcția de curgere dinspre S-N către E-V, îndreptându-se înspre defileul de la Racoș și translatând de pe sistemul ruptural al Cormoșului (G8) pe falia crustală (G7). Altitudinea la intrare este de 468 m, iar la ieșire de 464 m. Pentru definirea lungimii râului s-au adoptat două valori, respectiv cea de dinainte de regularizare și cea ulterioară amenajării. În primul caz era de 11,2 km, iar în prezent este de 7,5 km. S-au determinat și coeficienții de sinuozitate, cu valori de 1,91, după scurtarea cu 3,7 km, acesta având valori de doar 1,31.

În sectorul din amonte de defileu primește toți afluenții de pe dreapta (ex. pârâul Căpeni, Baraoltul, Cormoșul). De pe stânga, din Munții Perșani, nu primește niciunul. Apele de mai sus contribuie împreună, în medie cu $5,46 \text{ m}^3/\text{s}$ la creșterea debitului Oltului. Dacă se ia în considerare faptul că, la Feldioara, în amonte de intrarea în Depresiunea Baraolt, are un debit mediu de $40,3 \text{ m}^3/\text{s}$, iar la Hoghiz, în aval, de $50,9 \text{ m}^3/\text{s}$, atunci aceste ape curgătoare dau mai mult de jumătate din această creștere de debit.

Regimul Oltului pe sectorul din arealul aflat în studiu reflectă imaginea întregului său bazin din amonte, cu procese, fenomene, interacțiuni, condiționări, corelații, care se manifestă la o scară mai mare de cât cea a Depresiunii Baraolt. Regimul nu s-a putut evalua, întrucât nu există date (din lipsă de post hidrometric pe acest sector). Cele de la Feldioara și Hoghiz nu sunt relevante. Totuși se poate afirma că, în ansamblu nu pot exista diferențe majore, întrucât depresiunea este parte integrantă a întregului bazin hidrografic. Diferențele strict locale, care dau unicitate, se integrează în ansamblul regimului hidrologic al Oltului, iar acestea au fost evaluate la fiecare afluent major care drenează Depresiunea Baraoltului.

În concluzie, suprapunând graficele cu variația debitelor medii lunare ale celor patru principale ape curgătoare ale depresiunii, se pot pune în evidență diferențieri între cele care drenează bazinul depresionar vestic și cele din sectorul estic. În cazul pârâurilor Vârghiș și Cormoș nu se poate releva o creștere a debitelor medii din luna iunie sau iulie, precum în cazul pârâurilor Baraolt și Ozunca.

La primele, scăderea debitelor medii lunare de după maximul din aprilie se temperează, nu se produce un minim în luna mai urmată de un maxim în luna iunie. Cauza nu este simplă, ci este vorba de o însumare de elemente și procese locale specifice. Coeficientul de împădurire, mai mare la bazinele de recepție ale Vârghișului și Cormoșului, reduce torențialitatea, fapt ce induce o creștere moderată a debitelor rezultate din alimentarea pluvială. Astfel, maximul de precipitații al lunii iunie nu se răsfrânge asupra unui maxim al debitelor medii din aceeași lună. Totuși, ploile abundente și de lungă durată produc maximele absolute ale acestor pârâuri către

sfârșitul lunii iunie (ex. 26 iunie 2010, $84 \text{ m}^3/\text{s}$ – Cormoș) sau începutul lunii iulie (ex. 5 iulie 1991, $138 \text{ m}^3/\text{s}$ – Vârghiș).

În cazul pâraurilor Baraolt și Ozunca se intercalează o minimă, fie în luna mai (Ozunca), fie în luna iunie (Baraolt), pentru a se ajunge la un maxim secundar în luna imediat următoare. Coeficientul de împădurire în cazul pâraurilor din bazinul depresiunar estic este în jur de 35%, astfel că ele răspund mai repede la variabilitatea cantităților de precipitații. Aceasta explică și apariția minimelor absolute și a celor maxime absolute din lunile iunie și iulie pentru pâraurile Baraolt și Ozunca.

Regimul celor patru ape curgătoare, momentele apariției debitelor minime și maxime reflectă alimentarea lor. În cazul Vârghișului și Cormoșului maxima din aprilie și minima din ianuarie indică o alimentare nivală. Menținerea debitului ridicat în lunile cu precipitații bogate fără înregistrare de maxim indică alimentarea pluvială, iar faptul că minimele se instalează lent, evidențiază și un important aport subteran. În cazul Baraoltului și Ozuncăi doar acest ultim element este diferit, adică minimele și maximele absolute sunt în aceeași lună sau la date apropiate, creșterile și scăderile de debite sunt bruște, indicând o mai slabă alimentare subterană.

Din punct de vedere al regimurilor de alimentare toate apele curgătoare din depresiune se încadrează în aceea grupă a râurilor României, a căror alimentare este în primul rând nivală, apoi pluvială și bogat subterană (Újvári, J., 1962), cu nuanțarea că la cele din bazinul estic aportul subteran este mai slab.

7.2. Lacurile și zonele umede

Rolul apelor stătătoare în formarea, evoluția și remodelarea arealului aflat în studiu a fost evaluat la capitolul referitor la substratul geologic al Depresiunii Baraoltului. În evoluția prezentă, procesele autoorganizatorice naturale n-au mai creat condiții pentru menținerea sau formarea unor suprafețe acvatice. De altfel, zonele depresionare sau deluroase nu sunt bogate în lacuri naturale, acestea apărând eventual în arealele cu depozite de sare, sau pe luncile unor râuri mari (belciuge), ce străbat asemenea regiuni.

Prezența lacurilor în Depresiunea Baraolt este strâns legată de activitatea antropică. În subcapitolul destinat reliefului antropic s-a amintit că principalele activități antropice au fost activitatea minieră subterană și de suprafață și lucrările de apărare împotriva inundațiilor. În urma lor au apărut în total 20 de lacuri însumând $0,6 \text{ km}^2$ adică 0,41% din suprafața depresiunii.

Activitățile antropice menționate au determinat apariția următoarelor tipuri de entități lacustre:

1) lacuri formate în excavații rămase de pe urma exploatării în carieră a cărbunelui, cu două subcategorii: (a) lacurile din carierele neecologizate și (b) lacuri din carierele ecologizate;

2) lacuri formate în cuvetele de tasare formate deasupra golurilor subterane rămase în urma extragerii cărbunelui;

3) foste albie minore ce s-au transformat în lacuri în urma îndreptării și îndiguirii Oltului și Cormoșului;

Lacurile din prima categorie se află în fostele exploatări în carieră de la Vârghiș și Racoșul de Sus. Acest tip de exploatare a zăcămintelor se realizează prin crearea unor goluri subtopografice, până la stratul util, unele dintre ele devenind și areale endoreice. Astfel, după oprirea exploatării porțiunile cele mai adânci se transformă în lacuri. De altfel, tot procesul a fost evaluat la subcapitolul destinat reliefului antropic.

În prezent în perimetrul fostei cariere de la Vârghiș, care nu este ecologizată, prin procesele naturale declanșate după oprirea totală exploatării (mijlocul anilor 1990), s-au format trei lacuri. Ele nu poartă vreun nume, fiind cunoscute în limbajul localnicilor drept „lacurile din cariera Vârghiș”. Unul este mai mic, de doar 2000 m², iar celelalte depășind împreună 3 ha, cel mai mare dintre ele fiind de 18000 m². În total cele trei însumează circa 3,6 ha.

În fosta carieră de la Racoșul de Sus, unde lucrările au fost oprite mult mai devreme decât la Vârghiș (în anul 1985) sunt în prezent patru lacuri, cu o suprafață totală de 1,99 ha. Cel mai mic are puțin peste 1100 m², iar cel mai mare depășește 9700 m². Și aceste lacuri sunt amintite ca „lacurile din cariera Racoș”.

Un alt tip de lac din această primă categorie este cel din cariera ecologizată de la Bodoș. Ea poate fi catalogat ca lac pur antropic, întrucât cuveta a fost realizată în urma lucrărilor de închidere a acestei cariere, lucrări finalizate în anul 2010. Are o formă alungită pe direcția N-S și o suprafață de 1 ha. Scopul creării sale a fost de agrement, dar întreg perimetrul minier este încă în proprietatea Ministerului Economiei neexistând posibilitatea investițiilor private.

Apele stătătoare din cea de-a doua categorie sunt la Colonia Căpeni și la Baraolt. Cea de la Colonie s-a format deasupra celor mai vechi exploatări subterane din depresiune. Arealul în care s-a format nu este endoreic, întrucât Pârâul Căpeni se scurge prin el. Suprafața lacului este de 1 ha, iar adâncimea de 7 m. Este o cuvetă deja stabilizată, matură, fără semne de eutrofizare.

Formarea și evoluția foarte rapidă (2004-2010) a cuvetei lacustre de la marginea estică a orașului Baraolt a fost evaluată tot la subcapitolul destinat reliefului antropic, ca formă negativă de relief, a cărei dezvoltare a fost declanșată de exploatarea subterană a cărbunelui. Suprafața „Lacului de Est” sau „Lacul de la Micul Bodoș”, așa cum este denumit, este de doar 4 ha, iar adâncimea, după măsurătorile din 2010, este de 5 m. Spre deosebire de lacul de la colonia

Căpeni, acesta este în plină evoluție. Rearanjarea stratelor de deasupra golurilor rezultate din exploatare nu s-a încheiat încă, astfel adâncimea lacului mai poate crește. După realizarea canalului de evacuare la supraplin, în 2011, suprafața luciului de apă a rămas constant în ultimul an.

La vest de zona industrială a orașului Baraolt, unde a funcționat exploatarea subterană Racoș puț, așa cum s-a mai amintit, la baza terasei fluvio-lacustre s-au mai format două lacuri. Prima, de 3 ha și 12 m adâncime a luat naștere încă din timpul funcționării minei, deasupra unei galerii mai vechi. O perioadă acest lac a fost folosit ca bazin secundar de decantare a apelor pompate din galeriile în care se desfășura extragerea cărbunelui. Cea de a doua a apărut în urma aceluiași fenomen evaluat deja, cu 160 m în aval de prima, încă din timpul executării lucrărilor de închidere. Este un lac mai mic, de circa 1 ha și adâncime de 1,5-2 m. Ele poartă numele de „Lacul mare” și „Lacul mic de la Tehnică” (numele local al zonei industriale).

Comparând evoluția acestor două tipuri de ape stătătoare, se poate observa că dezvoltarea lor este total opusă. În cazul carierelor neecologizate iau naștere lacuri adânci și cu suprafață mare. La început suprafața lor se reduce rapid, apoi mai încet. Cuveta lor este creată artificial, iar versanții acesteia nu sunt stabilizați, se îmbibă total cu apă și sub acțiunea gravitației se pun în mișcare, ducând atât la reducerea adâncimii, cât și la reducerea suprafeței. Lacurile din cariera Vârghiș sunt mai tinere, au suprafețele și adâncimile mai mari, pe când cele din cariera Racoșul de Sus au suprafețe mai mici și adâncimi mai mici.

În cazul exploatărilor subterane formarea cuvetelor începe pe o suprafață mai mică și pe măsură ce reanșarea stratelor de roci din subteran evoluează, crește atât suprafața, cât și adâncimea lacului. După ce iau naștere, procesele din subteran se opresc și extinderea cuvetei se stopează.

Lacurile din cea de a treia categorie sunt lacuri de luncă care, într-o regiune de câmpie se formează în mod natural. În Depresiunea Baraoltului însă au luat naștere prin lucrări hidrotehnice de apărare împotriva inundațiilor și de regularizare a cursurilor Cormoșului și Oltului. Ele au forma meandrărilor (în cazul Cormoșului) sau meandrelor (în cazul Oltului) și cu toate că originea cuvetelor este naturală, existența lor ca suprafețe acvatice se datorează intervenției antropice.

În anii 1970 ai secolului trecut albia minoră a Cormoșului, începând de la uzina de apă a orașului Baraolt, a fost îndreptată și deviată către sud-vest spre pâraul Rica, s-a realizat confluența cu acesta, apoi s-a săpat o nouă albie lângă albia minoră a acestui ultim pârau, continuându-se rectificările în aval de satul Racoșul de Sus până la confluența cu Oltul. În urma acestor lucrări, în lunca Cormoșului au rămas mai multe porțiuni de albie părăsită, majoritatea

dintre ele fiind astupate și nivelate, astăzi existând doar două astfel de entități cu caracter lacustru.

Prima este mai mare (5195 m²) și poziționată pe stânga cursului actual, în dreptul confluenței cu Vârghișul și șerpuiește până la fosta cale ferată ce lega cariera Racoșul de Sus cu zona industrială a orașului Baraolt. La ambele capete se pot evidenția eutrofizări cu transformare într-o zonă umedă.

Cea de a doua este mult mai mică, având doar 769 m² și poziționată tot pe stânga cursului actual, la 364 m amonte de podul de peste Cormoș de la capătul sudic al satului Racoșul de Sus și are forma unui S invers. Și aici sunt semne de eutrofizare.

În lunca Oltului lucrările au fost de mai mare anvergură, din cauza mărimii râului, astfel că și lacurile sunt mult mai mari, de forma unor belciuge veritabile. În prezent sunt în total nouă astfel de lacuri din care două pe malul stâng și șapte pe malul drept.

Pe malul stâng, primul de la intrarea dinspre sud a depresiunii are peste 1,5 ha, se numește „Lacul Casa Pompelor de la Ormeniș”, și în timpul verii se acoperă în întregime cu vegetație hidrofilă. Cel de al doilea este mai mare, de 2,1 ha și fiind în dreptul localității Augustin, poartă numele acestei comune.

Pe malul drept, există două lacuri, poziționate în dreptul localității Căpeni, primul fiind mai mic, în el se varsându-se printr-un canal pârâul omonim, iar cel de-al doilea, situat în imediata apropiere a vărsării pârâului Baraolt în Olt, acesta depășind suprafața de 1,1 ha.

În continuare, în aval pe Olt se înșiră una după alta cele mai mari două entități lacustre din această categorie, respectiv Lacul Casa Pompelor 1, de aproape 5,5 ha, și Casa Pompelor 2, de peste 2 ha. Ele sunt despărțite de DJ 131B și calea ferată ce leagă gara Augustin de Zona Industrială a orașului Baraolt. Apoi urmează o zonă intens transformată, ulterior lucrărilor hidrotehnice, în urma deschiderii în 1997 a carierei Racoș-Sud. Haldele au acoperit suprafața unor foste lacuri, păstrându-se unul mai mare, de circa. 1 ha, la dreapta gurii de vărsare a Cormoșului și câte un capăt de la alte două. Acestea din urmă sunt mici, unul de circa 6000 m² și celălalt de numai 3000 m².

Toate aceste lacuri din această ultimă categorie se alimentează din precipitații și din subteran. Primăvara, când topirea stratului de zăpadă se suprapune cu cantități însemnate de precipitații, unele se pot revărsa. Există și cazuri când nivelul lor se ridică datorită unor ape mari ale Oltului, dar fără ploi locale abundente. Retragerea apelor revărsate se produce lent sau deloc și astfel în imediata lor vecinătate se formează bălțiri secundare temporare cu vegetație higrofilă specifică.

7.3. Apele subterane

Reprezintă nivelul inferior de autoorganizare a componentei hidrice, al cărui existență și manifestare în cadrul sistemului natural sunt strâns legate și condiționate de elementele litologice și structurale ale componentei geologice, de relief, de climat, de scurgerea de suprafață.

Dacă se consideră aceste ape subterane după natura hidraulică, atunci se pot divide în ape descendente, adică ape freatice, situate deasupra primului strat impermeabil întâlnit, și ascendente, adică de adâncime, situate sub unul sau mai multe strate impermeabile.

Astfel, nici în această formă, apa nu renunță la rolul său de vector purtător de energie, materie, proprietăți fizice și chimice pe care le capătă în drumul său descendent, impus de forța gravitației și ascendent, impus de forțe telurice.

Litologia și structura condiționează posibilitățile de desfășurare a acestor ape, atât pe orizontală cât și pe verticală. Atât elementele fundamentului Cretacic (flișul), cât și stiva de molasă a Depresiunii Baraolt prezintă roci atât permeabile (nivelele vulcano-sedimentare, complexul psefitic și cel psefito-psamitic), cât și impermeabile (argile, marne, corpuri magmatice). Distribuția lor spațială, pe verticală a fost evaluată la capitolul destinat substratului depresiunii. Depozitele care încheie la suprafață stiva de molasă (ex. complexul psefitic și cel psefito-psamitic, având la baza lor argile) constituie factori ideali pentru acumularea de ape.

Formele de relief, precum luncile, terasa fluvio-lacustră, glacisurile de luncă, conurile de dejecție, sunt tot atâtea elemente ce favorizează cantonarea apelor subterane. Horsturile, în schimb, sunt acele areale prin care se produce încărcarea acviferelor.

Stratul freatic din Depresiunea Baraolt este cantonat în depozitele Pleistocenului superior și Holocenului, în stratele permeabile amintite anterior, care reprezintă suportul imediat al luncilor pâraielor mari (ex. Ozunca, Baraoltul, Cormoșul, Vârghișul), al luncii Oltului, terasa fluvio-lacustră și formele de relief enumerate anterior.

Adâncimea lor se situează în general între 1-5 m în majoritatea formelor de relief amintite. Doar în lunca pâraului Baraolt din bazinul depresionar vestic, la poalele Dealului Secerișului se ridică la 0,5 m și chiar peste, formându-se și suprafețe de băltire permanentă, drenate de canale. De altfel, aceste ape nu prezintă importanță peisagistică deosebită. Populația nu le folosește ca apă potabilă, ci doar în scopuri menajere și pentru adăpatul animalelor.

Apropierea structurilor vulcanice face ca apele situate sub cel puțin un strat impermeabil, adică cele de adâncime, să dobândească caracteristici fizico-chimice diferite, ceea ce le conferă o importanță deosebită, din punct de vedere peisagistic, pentru populație, balnear și economic, atunci când ies natural sub forma izvoarelor sau sunt aduse la suprafață de foraje. În ambele cazuri apele au caracter artezian.

Așadar, stingerea completă a vulcanismul din aparatele sudului Munților Harghita în urmă cu 40-35 de mii de ani nu a însemnat o oprire totală a activității lor. Acestea se perpetuează până în prezent sub formă de căldură, emanații de CO₂, depuneri de roci carbonatice, solfatare etc. Toate pot fi denumite manifestări postvulcanice active și în afara ultimelor, se regăsesc în Depresiunea Baraolt. Surplusul de căldură se poate evidenția prin temperatura izvoarelor, emanațiile de mofete, conținutul de CO₂ al acestora, iar depunerile sunt mai mult decât evidente prin formarea unor micromovile în jurul lor.

Așa cum s-a evidențiat la subcapitolul destinat resurselor de subsol, în perimetrul Depresiunii Baraolt există 44 de spoturi prin care apele de adâncime ies natural sau antropic la zi. Având în vedere modul în care manifestările postvulcanice se reflectă în chimismul acestor ape, precum și modul de înțelegere științifică, în sensul definirii după anumite criterii a noțiunii de apă minerală, se pune problema includerii sau nu a lor în această categorie.

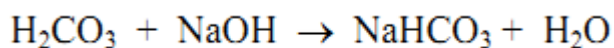
Se poate vorbi de două curente în această definiție, respectiv: (1) are la bază cantitatea de substanțe minerale dizolvate (1000 mg/l) și de CO₂ liber (250 mg/l) și (2) stipulează calitățile balneare și curative ale acestor ape. Uniunea Europeană a armonizat aceste curente prin directiva 80/777/CEE mai mult pentru a satisface doleanțele firmelor de îmbuteliere. Aceasta a definit, pe baza cantității totale de săruri dizolvate (TDS) patru categorii de ape minerale și anume: (a) foarte puțin mineralizate, cu TDS sub 50 mg/l; (b) slab mineralizate, cu TDS între 50 și 500 mg/l; (c) mediu mineralizate, cu TDS între 500 și 1500 mg/l și (d) puternic mineralizate, cu TDS peste 1500 mg/l.

Cercetarea privind apele minerale carbogazoase are o bibliografie foarte bogată având în vedere nu numai curiozitatea științifică, dar și acel potențial balnear și mai ales economic reprezentat. În acest sens, fără exigența completitudinii, între cercetătorii din secolul al XX-lea îi putem aminti pe Bányai J. (1938), Straub J. (1950), Szabó-Selényi Zs. (1974), Szabó, Á (1980), Bandrabur T. (1964, 1973, 1984), Harkó J. (1972), Slăvoacă D. (1956, 1971), Pricăjan A. (1969, 1974), Airinei St. (1972,1989), Kristó A. (1974, 1990), Kisgyörgy Z. (1977, 1978, 1981), Péter E. (1977, 1984), Makfalvi Z. (1976, 1980), Jakab K. (1980), Szabó E. și Zsuzsánna S. Szabó (1981), Dumitrescu C. M. (1984), Elek P. și Feru E. (1998), Cornelia Maieru (1998) etc. La toate acestea se adaugă activitățile Societății Cholnoky a Facultății de Geografie al Universității Babeș Bolyai din Cluj-Napoca, din care au rezultat o serie de comunicări științifice în perioada 2007-2011, precum și întocmirea unei baze de date a izvoarelor de ape minerale din Munții Harghita, inclusiv a zonei etnoculturale denumită Ținutul Pădurilor ce include și Depresiunea Baraolt.

Din cercetările anterioare se desprinde că în această depresiune apele minerale provin din structuri litologice precum flișul Cretacic și cele trei nivele de vulcano-sedimente iar ivirile lor la suprafață au loc în lungul faliiilor, crustale, regionale și locale.

Pentru a evidenția unele proprietăți fizice și chimice ale celor 44 de izvoare de apă minerală ale teritoriului aflat în studiu și pentru a căuta corelații, s-au executat măsurători referitoare la temperatură, pH, conductivitate și analize, pentru determinarea HCO_3 și CO_2 liber. Această activitate s-a desfășurat în mai 2011, august 2011 și ianuarie 2012. Pentru determinări de temperatură și pH s-a folosit un pH-metru digital cu senzor de temperatură tip Kompakt pH 3110, echipat cu un electrod SenTix 81. Intervalul de măsurare al electrodului este între 0 și 14. Pentru determinarea conductivității electrice s-a utilizat un conductivimetru digital tip Kompakt Cond 3110 înzestrat cu un electrod tip TetraCon 325, cu un interval de măsurare a conductivității între $1\mu\text{S/cm}$ la 2S/cm . Trebuie menționată relația care există între conductivitatea apei și cantitatea totală de săruri minerale dizolvate, conform formulei: $\text{TDS} = k_e \times \text{EC}$, unde k_e este un coeficient, iar EC este conductivitatea măsurată. În cazul apelor minerale se acceptă un $k_e = 0,65$.

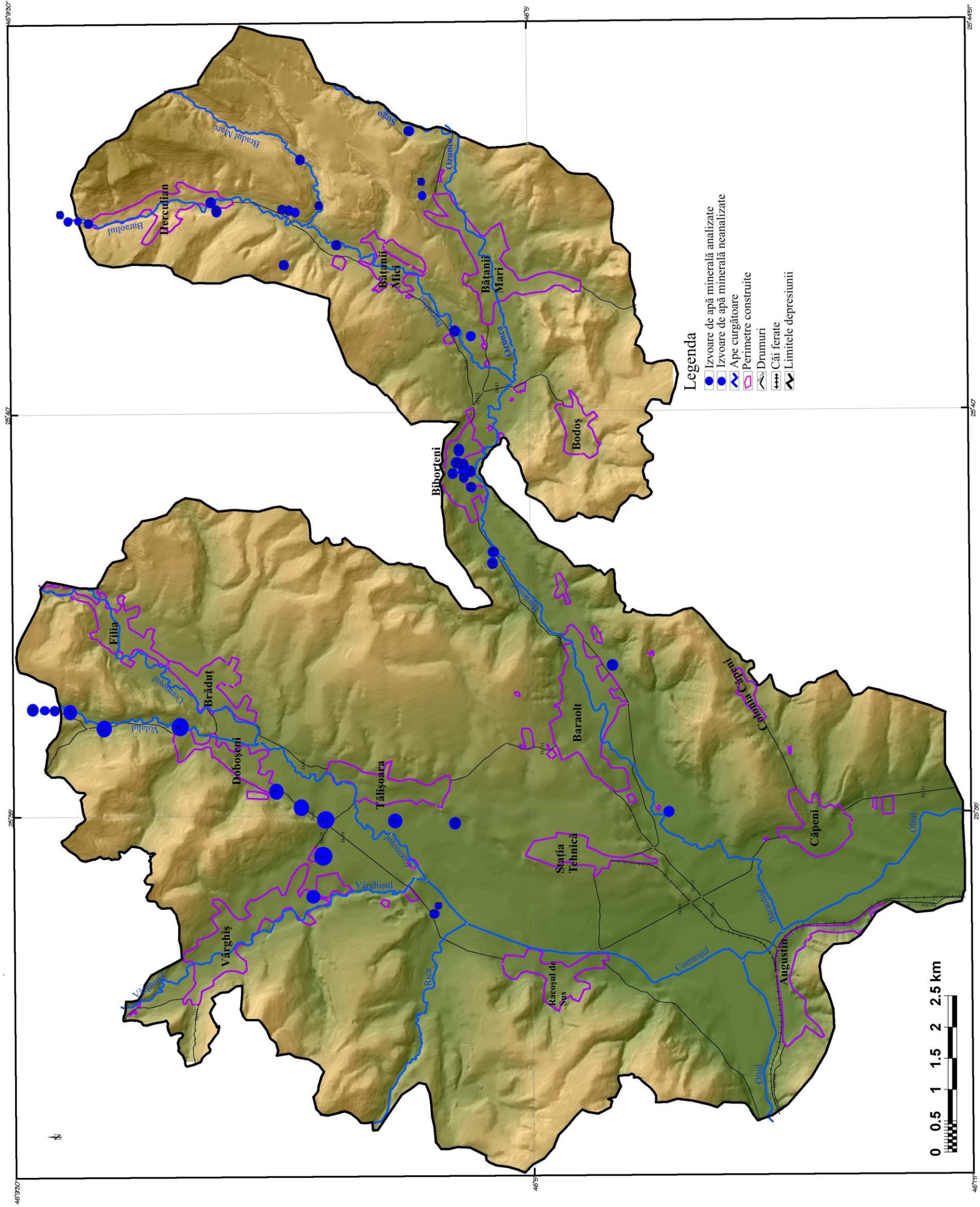
În analizele chimice pentru determinarea HCO_3 și CO_2 liber s-a folosit următorul principiu: prin folosirea unei soluții de hidroxid de sodiu, bioxidul de carbon liber din apă se transformă în bicarbonat, excesul de hidroxid se titrează cu acid clorhidric în prezența metiloranjului. Reacția chimică este:



În cazul determinării CO_2 liber, calculul este: $4,4 \times V \times f \times 1000$, împărțit la 100, ceea ce dă $44 \times V \times f$, unde V este ml HCl de concentrație 0,1 N folosiți la titrare; f este factorul soluției de HCl 0,1 N, iar 4,4 este echivalentul în CO_2 corespunzător unui ml de HCl 0,1 N. La HCO_3 calculul este același, doar 4,4 se înlocuiește cu 6,1, care este echivalentul în HCO_3 corespunzător unui ml de HCl de concentrație 0,1 N.

Din cele 44 de izvoare trebuiau eliminate acelea la care se anticipau rezultate neconcludente sau ivirile la suprafață erau inaccesibile (harta 21). În aceste situații s-au aflat un număr de nouă izvoare: un izvor la Vârghiș, din incinta fostei fabrici de îmbuteliere, unde nu s-a avut acces, un izvor pe stânga DC41 ce leagă localitatea Doboșeni de DJ122, aflat pe o proprietate privată unde ni s-a refuzat accesul, un izvorul termal la Baraolt, care este subartezian, unde apa nu a fost pompată de ani de zile și este inadecvată pentru a face analize, două izvoare la poalele Dealului Mare, lângă drumul DC45 ce leagă DJ122 de satul Herculan, cu infiltrații bogate de freatic și de apă de șiroire de pe versanți, două la capătul nordic al satului Herculan, unul la circa 400m și celălalt la 500m de limita satului, de asemenea cu infiltrații de freatic. Un alt izvor

eliminat a fost cel din lunca pârâului Baraolt, între pârâu și canalul morii de la Bățanii Mari. Aici s-a executat în 2009 un foraj pentru alimentarea cu apă potabilă a comunei, dar prin țeava de foraj a erupt apă minerală. Locul nu are scurgere, debitul este foarte mic și apa bălțește, fapt pentru care a fost exclus. Cel de-al nouălea se află la ieșirea estică a comunei Bățanii Mari, pe versantul din stânga DJ122, unde cândva a funcționat o baie de apă minerală.



Harta nr. 21: Depresiunea Baraoltului: Harta izvoarelor de apă minerală

În prezent în jurul acestui izvor apa bălțește, scurgerea este foarte slabă, ceea ce face ca datele analizelor să fie incompatibile.

Nr. Izv.	Numele izvorului	T° în C°			pH		
		Mai 2011	August 2011	Ianuarie 2012	Mai 2011	August 2011	Ianuarie 2012
1	Vârghiș	17,1	17,1	17,1		6	6,21
2	Doboșeni, Baia Bethlen	11,5	12,1	10,8	6,03	5,9	6,11
3	Doboșeni, Satului	11,7	11,8	10,4	5,96	5,7	6,07
4	Doboșeni, CAP, F1315	14,4	14,3	14,1	6,01	5,83	6,18
5	Doboșeni, Tanya	10,5	11,1	10,2	5,84	5,53	5,94
6	Doboșeni, Valal1 FH1	16,7	16,6	16,2	5,91	5,74	6,07
7	Doboșeni, Valal2 FH2	17	17	16,8	5,98	5,68	5,97
8	Doboșeni, Cab. Valal	16,1	16,1	16,2	5,89	5,69	5,86
9	Tălișoara, Izv. Nebun	21,2	21,3	21,4		6	6,4
10	Tălișoara, Baia	18,9	18,3	19,3		6,11	6,37
11	Racoșul de Sus (departe)	11,6	13,2	11,5		6,04	6,18
12	Racoșul de Sus(aproape)	13,7	13,6	13,4		5,65	6,41
13	Baraolt, drum. cirezii	15,1		14,8		6,41	6,52
14	BiborțeniDJ122(departe)	14,7	15,4	14,9		6,01	6,28
15	BiborțeniDJ122(aproape)	16,2	17,1	16,7		6,39	6,61
16	Biborțeni F2SNAM	14,4			6,52		
17	Biborțeni F7ISPIF	16,9	16,9	16,8	6,22	6,12	6,18
18	Biborțeni F8	14,7	14,8	14,7	6,3	6,18	6,28
19	Biborțeni F9	12,9	12,9	13,0	6,18	6,21	6,15
20	Biborțeni F9bis						
21	Biborțeni 1Mai 1951	13,1	13,9	12,4		6,19	6,22
22	Biborțeni, Baia 1	14,6	14,6	14,2	6,32	5,89	5,96
23	Bățanii Mici, Sonda	11,6	12,2	11,5		5,9	6,22
24	Bățanii Mici, Dealul Lorincz	10,7	11,5	10,4		5,7	5,98
25	Bățanii Mici, Dealul Romanilor	12,5	12,8	12		5,03	6,34
26	Bățanii Mici, Rezes1	11	11,6	11,1	6,14	5,85	5,93
27	Bățanii Mici, Rezes2	11,1			6,02		
28	V. Bradul Mare Korises	7,3	13,1	6,2		5,96	6
29	V. Bradul Mare F2SNAM	8,1	10,6	9,8	5,96	5,29	5,9
30	Herculian, Alszegei	10,2	13,2	10,8		5,68	5,57
31	Herculian, Dimeny Agnes	10,3	14,6	9		5,75	5,63
32	Herculian, Agostonhidi	11,7	12,2	10,8		5,25	5,63
33	Herculian, Szenaskerti	13	13,4	12,6		5,38	5,5
34	Bățanii Mari	13,2	14,4	6,2		5,54	5,8
35	Bățanii Mari, Sugo	10,8	15	7,7		5,86	5,83

Tabel nr.9a: Temperatura și pH-ul celor 35 de izvoare

Nr izv	Numele izvoarelor	TDS mg/l			CO ₂ mg/l			HCO ₃ mg/l		
		Mai 2011	Aug- ust 2011	Ian. 2012	Mai 2011	Aug- ust 2011	Ian. 2012	Mai 2011	Aug- ust 2011	Ian. 2012
	Data măsurătorilor									
1	Vârghiș	1170	1165	1100	1100	1980	1232	1769	1830	1464
2	Doboșeni, Baia Bethlen	865	863	822	1496	1672	1188	1403	1281	1342
3	Doboșeni, Satului	678	687	678	1672	1716	1012	1098	1098	1037
4	Doboșeni, CAP, F1315	820	800	792	1804	1848	1012	1342	1220	1220
5	Doboșeni, Tanya	630	641	629	1848	1848	1144	915	976	976
6	Doboșeni, Valal1 FH1	800	802	731	1496	1672	1232	1220	1220	1220
7	Doboșeni, Valal2 FH2	680	684	669	1496	1892	880	1159	976	1037
8	Doboșeni, Cab. Valal	604	571	559	1452	1848	1056	1037	915	793
9	Tălișoara, Izv. Nebun	1680	1680	1615	1320	1584	484	2745	2562	2562
10	Tălișoara, Baia	1500	1470	1575	1562	1540	616	2318	2318	2196
11	Racoșul de Sus (mai departe de drum)	1130	1395	1365	1012	2112	1320	1586	2196	2074
12	Racoșul de Sus (mai aproape de drum)	1390	1135	1145	1804	1276	616	2135	1525	1586
13	Baraolt, Drumul Cirezilor	960	935	873	0	12	88	1037	976	1037
14	Biborțeni DJ122(mai departe de drum)	800	796	800	528	968	572	2112	1190	1220
15	Biborțeni DJ122(mai aproape de drum)	1790	1765	1750	836	1188	220	1159	2074	2013
16	Biborțeni F2SNAM	860			528			1342		
17	Biborțeni F7ISPIF	1140	1140	1140	1804	1804	1848	1708	1647	1708
18	Biborțeni F8	1000	1000	1010	1672	1716	1716	1342	1403	1403
19	Biborțeni F9	1170	1170	1170	1848	1848	1892	1647	1708	1769
20	Biborțeni F9bis									
21	Biborțeni 1Mai 1951	1075	1080	1000	1320	1716	1232	1342	1769	1342
22	Biborțeni, Baia 1	1325	1340	1310	1672	1452	1364	2074	2013	2074
23	Bățanii Mici, Sonda	947	930	928	1056	1672	528	1403	1464	1464
24	Bățanii Mici, Dealul Lorincez	751	720	713	1760	1848	836	1098	1098	1037
25	Bățanii Mici, Dealul Romanilor	321	281	274	660	427	88	488	427	427
26	Bățanii Mici, Rezes1	730	724	692	1892	1892	880	1098	1037	1098
27	Bățanii Mici, Rezes2									
28	V. Bradul Mare Korises	687	735	715	1716	1584	792	976	1098	976
29	V. Bradul Mare F2SNAM	312	284	278	797	704	440	427	305	244
30	Herculian, Alszegi	443	441	428	2332	2024	1056	671	732	671
31	Herculian, Dimeny Agnes	475	478	465	1992	1408	484	732	854	732
32	Herculian, Agostonhidi	316	325	312	1956	1496	792	549	427	488
33	Herculian, Szenaskerti	213	220	216	1670	1540	748	366	366	305
34	Bățanii Mari	430	438	426	1408	1364	792	549	610	488
35	Bățanii Mari, Sugo	650	689	656	1408	1584	792	854	915	854

Tabel nr. 9b: TDS-ul, CO₂ liber și HCO₃ celor 35 de izvoare.

Astfel au rămas 35 de izvoare (tabel 9a și 9b.) de măsurat și analizat. Acestea au fost numerotate începând de la Vârghiș spre nord până la limita depresiunii, cu revenire spre sud la Tălișoara și Racoș, de unde se continuă spre est, în amonte de-a lungul pârâului Baraolt, iar în

bazinul estic spre nord, de-a lungul aceluiași pârau, ultimele sunt de-a lungul pâraului Ozunca și apoi Sugo.

Așa cum s-a amintit la subcapitolul destinat resurselor de subsol, aceste izvoare se pot împărți, după modul de ieșire al apelor la suprafață, în naturale și influențate antropic. Se consideră naturale acele iviri care nu au fost captate și amenajate cu guri de captare din lemn sau beton, dar și acelea care au aceste facilități, iar cele influențate antropic, acelea care au ajuns la suprafață prin foraje geologice, hidrogeologice și de exploatare a apelor minerale. În prima categorie se pot include 11, restul de 24 aparținând celei de a doua. Este necesară această divizare, întrucât cele care ies prin foraje pot proveni din mai multe strate de cantonare a apelor. Izvoarele naturale poartă numerele 2, 3, 5, 26, 28, 30, 31, 32, 33, 34, 35. Având în vedere aceste considerente, după măsurători și analize, datele obținute de la aceste ieșiri la suprafață au fost evaluate separat de celelalte.

Poziționarea acestor izvoare pe hartă indică faptul că ele urmează aliniamente tectonice, fapt demonstrat de ivirea lor pe falii. Izvoarele numerotate 2, 3, 5, sunt în bazinul vestic și apar de-a lungul sistemului ruptural al Cormoșului (G8), cele numerotate 26, 28, 30, 31, 32, 33 în bazinul estic de-a lungul replicii estice al acestui sistem(g27), iar 34 și 35 de-a lungul faliei crustale V-E (G7).

Luând ca bază acest criteriu al apartenenței la cele trei rupturi, s-a căutat identificarea proprietăților fizice și chimice comune ale celor trei grupe. Izvoarele 2, 3, și 5 au o variație anuală foarte slabă de temperatură (tabel 10.), de doar 1°C. În luna august s-au măsurat între 11,1 și 12,1 °C, iar în ianuarie 10,2 și 10,8°C.

Nr. izv.	Numele izvorului	Mod de ieșire la suprafață	T ⁰ în C ⁰			Debit l/s
			mai 2011	aug.11	ian.2012	
2	Doboșeni, Baia Bethlen	nat. 1	11,5	12,1	10,8	nemăsurabil
3	Doboșeni, Satului	nat. 1	11,7	11,8	10,4	0,13
5	Doboșeni, Tanya	nat. 1	10,5	11,1	10,2	0,06

Tabel nr.10: Variația de temperatură a izvoarelor

Valorile pH-ului, cuprinse între 5,53 și 5,9 vara și 5,94 – 6,1 iarna (tabel11), indică o aciditate moderată, cu o deplasare ușoară spre alcalinitate pe timp de iarnă.

Nr. izv.	Numele izvorului	Mod de ieșire la suprafață	pH		
	Data analizelor și măsurătorilor		mai 2011	aug.11	ian.2012
2	Doboșeni, Baia Bethlen	nat. 1	6,03	5,9	6,11
3	Doboșeni, Satului	nat. 1	5,96	5,7	6,07
5	Doboșeni, Tanya	nat. 1	5,84	5,53	5,94

Tabel nr.11: Variația pH-ului izvoarelor.

Cantitatea totală de săruri dizolvate (TDS) indică o apartenență la apele mediu mineralizate. Cea mai mare valoare o are izvorul de la Baia Bethlen (2) de 863 mg/l, iar cea mai mică valoare izvorul Tanya Borváz (5) cu 629 mg/l (tabel 12.). Se poate observa o variație între iarnă și vară, în sensul că în anotimpul cald valorile sunt ușor mai mari, cu 9 până la 41 mg/l.

Nr. izv.	Numele izvorului	Mod de ieșire la suprafață	TDS mg/l		
	Data analizelor și măsurătorilor		mai 2011	aug.11	ian.2012
2	Doboșeni, Baia Bethlen	nat. 1	865	863	822
3	Doboșeni, Satului	nat. 1	678	687	678
5	Doboșeni, Tanya	nat. 1	630	641	629

Tabel nr.12: Variația TDS-ului izvoarelor.

Pe baza TDS ele sunt mediu mineralizate. În schimb, depășesc cu mult valoarea minimă de CO₂ liber (250 mg/l) (tabel 13.), atingând valoarea de 1848 mg/l. De asemenea s-au înregistrat fluctuații sezoniere destul de mari, de până la 704 mg/l.

Nr. izv.	Numele izvorului	Mod de ieșire la suprafață	CO ₂ mg/l		
	Data analizelor și măsurătorilor		mai 2011	aug.11	ian.2011
2	Doboșeni, Baia Bethlen	nat. 1	1496	1672	1178
3	Doboșeni, Satului	nat. 1	1672	1716	1012
5	Doboșeni, Tanya	nat. 1	1848	1848	1144

Tabel nr.13: Variația CO₂ liber al izvoarelor.

Analizele pentru determinarea HCO₃ arată valori de peste 900 mg/l, (până la 1403 mg/l). Cel mai nordic dintre izvoarele acestui grup are acest parametru sub 1000 mg/l (tabel 14). Variația sezonieră nu este ca și la ceilalți parametri măsurați sau analizați, în sensul că la unele izvoare scade vara, iar la altele crește, probabil că nu există corelație în acest sens.

Nr. izv.	Numele izvorului	Mod de ieșire la suprafață	HCO ₃ mg/l		
	Data analizelor și măsurătorilor		mai 2011	aug.11	ian.2012
2	Doboșeni, Baia Bethlen	nat. 1	1403	1281	1342
3	Doboșeni, Satului	nat. 1	1098	1198	1037
5	Doboșeni, Tanya	nat. 1	915	975	976

Tabel nr. 14: Variația HCO₃ al izvoarelor.

În bazinul estic ivirile naturale sunt mai numeroase și la o primă impresie prezintă diferențieri însemnate față de cele din bazinul vestic, evaluate anterior.

Temperatura lor prezintă variații mai mari de la vară la toamnă, variație ce nu este omogenă (tabel 15). Există un izvor a cărui temperatură scade chiar și 6,9°C, dar și cu o scădere de numai 0,5°C.

Nr. izvor	Numele izvorului	Mod de ieșire la supraf.	T ⁰ in C ⁰			Debit l/s
	Data măsurătorilor		Mai 2011	August 2011	Ianuarie 2012	
28	V. Bradul Mare Korises	nat. 1	7,3	13,1	6,2	nemăsurabil
26	Bățanii Mici, Rezesl	nat. 1	11	11,6	11,1	0,2
30	Herculian, Alszezi	nat. 1	10,2	13,2	10,8	0,15
31	Herculian, Dimeny Agnes	nat. 1	10,3	14,6	9	0,07
32	Herculian, Agostonhidi	nat. 1	11,7	12,2	10,8	0,024
33	Herculian, Szenaskerti	nat. 1	13	13,4	12,6	0,032

Tabel nr.15: Variația temperaturii izvoarelor.

Aciditatea este mai mare, cu valori ale pH-ului cuprinse între 5,25 și 5,96 vara și între 5,5 și 6 iarna (tabel 16). Aceste ape sunt mai acide decât cele din bazinul vestic. Se notează tendința de alcalinizare odată cu scăderea temperaturii.

Nr. izv.	Numele izvorului	Mod de ieșire la suprafață	pH		
	Data analizelor și măsurătorilor		mai 2011	aug.11	ian.2012
28	V. Bradul Mare Korises	nat. 1	5,82	5,96	6
26	Bățanii Mici, Rezesl	nat. 1	6,14	5,85	5,93
30	Herculian, Alszezi	nat. 1	5,9	5,68	5,57
31	Herculian, Dimeny Agnes	nat. 1	6,07	5,75	5,63
32	Herculian, Agostonhidi	nat. 1	5,83	5,25	5,63
33	Herculian, Szenaskerti	nat. 1	5,73	5,38	5,5

Tabel nr.16:Variația pH-ului izvoarelor

Cantitatea totală de săruri dizolvate (TDS) este în scădere de la sud la nord, de la 735 (izvorul Körises), la 219,5 mg/l (izvorul Szénáskerti 1), (tabel 17). De la capătul sudic al satului Herculan se trece de la ape mediu mineralizate (TDS între 500 și 1000 mg/l), la cele slab mineralizate (TDS sub 500 mg/l), ceea ce poate indica și o trecere la un alt acvifer. Se notează și aici o scădere a acestui parametru în anotimpul rece.

Nr. Izvor	Numele izvorului	Mod de ieșire la supraf.	TDS mg/l		
			Mai 2011	August 2011	Ianuarie 2012
	Data măsurătorilor				
28	V. Bradul Mare Korises	nat. 1	687	735	715
26	Bățanii Mici, Rezesl	nat. 1	730	723,5	692
30	Herculian, Alszegi	nat. 1	443	441	428
31	Herculian, Dimeny Agnes	nat. 1	475	478	465
32	Herculian, Agostonhidi	nat. 1	316	325	312
33	Herculian, Szenaskerti	nat. 1	213	219,5	216

Tabel nr.17: Variația TDS-ului izvoarelor.

Dioxidul de carbon liber este de fapt cel care menține aceste ape în categoria de ape minerale, cu valori ce se ridică și până la 2332 mg/l. Media celor trei analize la cele șase izvoare este de 1458,5 mg/l (tabel 18). Această valoare este mult afectată de cele foarte scăzute, care au ieșit la analizele din ianuarie 2012. De altfel în șirul de date se observă o scădere continuă și destul de mare, chiar o înjumătățire pe perioada evaluată (la izvorul Dimény Ágnes CO₂ liber a arătat o scădere de aproape de 3 ori, ceea ce nu este valabil la celelalte izvoare naturale ale depresiunii).

Nr. izv.	Numele izvorului	Mod de ieșire la suprafață	CO ₂ mg/l		
	Data analizelor și măsurătorilor		mai 2011	aug.11	ian.2012
28	V. Bradul Mare Korises	nat. 1	1716	1584	792
26	Bățanii Mici, Rezesl	nat. 1	1892	1892	880
30	Herculian, Alszegi	nat. 1	2332	2024	1056
31	Herculian, Dimeny Agnes	nat. 1	1992	1408	660
32	Herculian, Agostonhidi	nat. 1	1956	1496	792
33	Herculian, Szenaskerti	nat. 1	1670	1540	748

Tabel nr.18: Variația CO₂ liber al izvoarelor.

Valorile de HCO₃ pentru cele șase izvoare din bazinul estic dau o medie de 732 mg/l. Se disting izvoarele Rezes 1 și Körises, având în jur de 1000 mg/l, pentru ca apoi la celelate înșirate spre nord analizele să arate o scădere de până la 366 mg/l (tabel 19). În acest șir se poate remarca izvorul Dimény Ágnes, care se află la doar 45 m, în direcția E-NE, de izvorul Alszegi, la care se înregistrează o diferență de peste 100 mg/l. Variația anotimpuală este conformă cu

cele constatate și la ivirile naturale din bazinul vestic, respectiv creșterea valorilor în timpul verii și scăderea în timpul iernii.

Nr. Izv.	Numele izvorului	Mod de ieșire la suprafață	HCO ₃ mg/l		
	Data analizelor și măsurătorilor		mai 2011	aug.11	ian.2012
28	V. Bradul Mare Korises	nat. 1	976	1098	976
26	Bățanii Mici, Rezesl	nat. 1	1098	1037	1098
30	Herculian, Alszezi	nat. 1	671	732	671
31	Herculian, Dimeny Agnes	nat. 1	732	854	732
32	Herculian, Agostonhidi	nat. 1	549	427	489
33	Herculian, Szenaskerti	nat. 1	366	366	305

Tabel nr.19: Variația HCO₃ al izvoarelor.

Cea de-a treia grupare a izvoarelor naturale se aliniază de-a lungul faliei crustale V-E. Este vorba de izvoarele numerotate 34 și 35, respectiv cea de la Bățanii Mari și cea de pe valea pârâului Sugo.

Temperatura apei acestora prezintă o variație mult mai mare decât a celorlalte analizate până acum (tabel 20). Vara se ridică la 14-15°C, iarna coboară la 6,2-7,7°C. Aceasta ar putea sugera proveniența dintr-un acvifer situat destul de aproape de suprafață.

Nr. izv.	Numele izvorului	Mod de ieșire la suprafață	T ⁰ în C ⁰			Debit l/s
	Data analizelor și măsurătorilor		mai 2011	aug.11	ian.2012	
34	Bățanii Mari	nat. 1	13,2	14,4	6,2	0,1
35	Bățanii Mari, Sugo	nat. 1	10.8	15	7.7	0.03

Tabel nr.20: Variația temperaturii izvoarelor

Valorile pH-ului sunt între 5,54 și 5,83 (tabel 21), izvorul Sugo prezentând cea mai mică variație, de doar 0,01 la o diferență de temperatură de 4,2°C.

Nr. izv.	Numele izvorului	Mod de ieșire la suprafață	pH		
	Data analizelor și măsurătorilor		mai 2011	aug.11	ian.2012
34	Bățanii Mari	nat. 1	5,62	5,54	5,8
35	Bățanii Mari, Sugo	nat. 1	5,85	5,86	5,83

Tabel nr.21: Variația pH-ului izvoarelor.

Cantitatea totală de săruri minerale dizolvate (TDS), le menține în categoria apelor mediu-slab mineralizate cu valori în jurul a 500 mg/l (nr. 34 între 437,5 și 426 mg/l, iar nr. 35 între 688,5 și 656 mg/l), (tabel 22). În schimb CO₂ liber depășește în timpul verii 1400 mg/l, dându-le caracterul carbogazos.

Nr. izv.	Numele izvorului	Mod de ieșire la suprafață	HCO ₃ mg/l			CO ₂ mg/l		
			mai 2011	aug.11	ian.2012	mai 2011	aug.11	ian.2012
34	Bățanii Mari	nat. 1	549	610	488	1408	1364	792
35	Bățanii Mari, Sugo	nat. 1	854	915	854	1408	1584	792

Tabel nr.22: TDS-ul și CO₂ liber al izvoarelor.

Ultimul parametru analizat, cel al HCO₃, indică o diferență destul de mare (în jur de 300 mg/l) între cele două izvoare (tabel 23) ceea ce poate sugera încă odată apartenența lor la acvifere diferite. În ceea ce privește variația valorilor, se notează aceeași scădere a lor pe timpul iernii.

Nr. izv.	Numele izvorului	Mod de ieșire la suprafață	HCO ₃ mg/l		
			mai 2011	aug.11	ian.2012
34	Bățanii Mari	nat. 1	549	610	488
35	Bățanii Mari, Sugo	nat. 1	854	915	854

Tabel nr.23: Variația HCO₃ al izvoarelor

În ansamblu, nu numai poziționarea celor 11 izvoare naturale sugerează apartenența la cele trei falii principale, dar și diferențierile, uneori destul de semnificative între proprietățile lor fizico-chimice măsurate și analizate pe grupe de izvoare. Pe baza lor se poate evidenția apartenența la diferite acvifere. Astfel, izvoarele naturale din bazinul vestic au temperatura apei aproape constantă, sunt cel mai puțin acide (pH mediu 5,87), mediu mineralizate (TDS se apropie, dar nu ajunge la 1000 mg/l). Aceste valori sugerează proveniența dintr-un acvifer profund, probabil primul nivel vulcano-sedimentar, așadar foarte aproape de rocile cretacice, fapt argumentat și de cantitatea cea mai mare de HCO₃ (1403 mg/l la izvorul de la Baia Bethlen) între toate izvoarele naturale ale depresiunii. Cantitatea foarte mare de CO₂ liber dovedește că ele emerg din apropierea unei falii majore prin care acest gaz, rezultat al manifestării postvulcanice active, poate circula.

Așa cum s-a arătat anterior, celelate izvoare constituie ieșiri la suprafață ale apelor minerale prin foraje pentru prospecțiuni geologice, hidrogeologice și cele executate pentru valorificarea industrială ale acestora. Ele sunt aduse la suprafață prin acțiuni voite ale omului, putând fi denumite astfel izvoare artificiale. Acestea sunt notate în tabelul 9a și 9b cu numerele: 1, 4, toate de la 6 la 25, apoi 27 și 29.

Se poate observa că ele au erupt prin acele foraje care urmează liniile principale de fracturi N-S (atât în bazinul vestic, cât și în cel estic) și V-E. Astfel pot oferi date suplimentare asupra caracteristicilor fizice și chimice ale apelor minerale. Totuși se reține posibilitatea ca printr-un foraj să iasă la suprafață apa mai multor acvifere.

Dacă și aceste izvoare se grupează după sistemele de falii în lungul cărora s-au executat forajele, atunci se reține grupul izvoarelor notate cu numerele 4, 6, 7, 8, 9 și 10, aflate în bazinul vestic. După executarea măsurătorilor și a analizelor, o primă constatare este aceea că temperatura tuturor depășește 11°C, ajungând chiar la 21,4°C la cel cu numărul 9 (tabel 24). Variația temperaturii apei între iarnă și vară prezintă valori foarte mici, de ordinul a 0,1 până la 1,7°C. La cele numerotate cu 8, 9 și 10 s-au măsurat creșteri iarna față de valorile de vară cu 0,1 - 1°C.

Nr. izv.	Numele izvorului	Mod de ieșire la suprafață	T ⁰ în C ⁰			Debit l/s
	Data analizelor și măsurătorilor		mai 2011	aug.11	ian.2012	
4	Doboșeni, CAP, F1315	antr.2	14,4	14,3	14,1	2,1
6	Doboșeni, Valal1 FH1	antr.2	16,7	16,6	16,2	2,4
7	Doboșeni, Valal2 FH2	antr.2	17	17	16,8	4,1
8	Doboșeni, Cab. Valal	antr.2	16,1	16,1	16,2	5,1
9	Tălișoara, Izv. Nebun	antr.2	21,2	21,3	21,4	nemăsurabil
10	Tălișoara, Baia	antr.2	18,9	18,3	19,3	nemăsurabil

Tabel nr.24: Variația temperaturii izvoarelor din foraje.

Aciditatea acestor șase iviri de ape prin foraje este în jurul unei valori medii a pH-ului de 6,02, față de 5,875 a celor naturale (tabel 25). La primele s-au măsurat și valori de 6,37 (la izvorul numerotat cu 10), 6,41 (la cel numerotat cu 12). Se pot remarca încă două aspecte: (1) ca și la izvoarele naturale, pH-ul este mai acid la ivirile care sunt mai aproape de limita nordică a depresiunii și (2) nu se poate stabili o proporție între gradul de scădere a temperaturii apelor minerale și gradul de deplasare al pH-ului spre alcalinitate. De exemplu la izvorul natural nr. 5 există o scădere de temperatură între vară și iarnă de 0,9°C și creștere de pH de la 5,53 la 5,94, pe când la izvorul artificial nr. 9 există o creștere de temperatură de 0,1°C de la vară la iarnă și o creștere a pH-ului de la 6 la 6,4.

Nr. izv.	Numele izvorului	Mod de ieșire la suprafață	pH		
	Data analizelor și măsurătorilor		mai 2011	aug.11	ian.2012
4	Doboșeni, CAP, F1315	antr.2	6,01	5,83	6,18
6	Doboșeni, Valal1 FH1	antr.2	5,91	5,74	6,07
7	Doboșeni, Valal2 FH2	antr.2	5,98	5,68	5,97
8	Doboșeni, Cab. Valal	antr.2	5,89	5,69	5,86
9	Tălișoara, Izv. Nebun	antr.2	6,54	6	6,4
10	Tălișoara, Baia	antr.2	6,64	6,11	6,37

Tabel nr.25: Variația pH-ului izvoarelor din foraje.

În ceea ce privește cantitatea de săruri minerale dizolvate (TDS), există o diferențiere între apele din forajele executate pe valea pârâului Volal și cele de la sud de localitatea Doboșeni. Cu toate că acestea se încadrează în categoria apelor mediu mineralizate (TDS între

500 și 1500 mg/l), valorile măsurate la cele de pe valea pârâului Volal nu trec de 820 mg/l, iar la celelate se situează peste 1100 mg/l (tabel 26). Se remarcă o scădere a valorilor către limita nordică a depresiunii și o creștere la peste 1500 mg/l la apele din forajele din raza localității Tălișoara (izvoarele numerotate cu 9 și 10).

Nr. izv.	Numele izvorului	Mod de ieșire la suprafață	TDS mg/l		
	Data analizelor și măsurărilor		mai 2011	aug.11	ian.2012
4	Doboșeni, CAP, F1315	antr.2	820	800	792
6	Doboșeni, Valal1 FH1	antr.2	800	802	731
7	Doboșeni, Valal2 FH2	antr.2	680	684	669
8	Doboșeni, Cab. Valal	antr.2	604	571	559
9	Tălișoara, Izv. Nebun	antr.2	1680	1680	1615
10	Tălișoara, Baia	antr.2	1500	1470	1575

Tabel nr.26: Variația TDS-ului izvoarelor din foraje.

În urma analizelor pentru determinarea bioxidului de carbon liber au rezultat valori la fel de mari ca și la izvoarele naturale (tabel 27), în general de peste 1500 mg/l, chiar și 2112 mg/l la forajul numerotat 11. În schimb scăderile pe timp de iarnă sunt mari, chiar și de 1000 mg/l.

Nr. izv.	Numele izvorului	Mod de ieșire la suprafață	CO ₂ mg/l		
	Data analizelor și măsurărilor		mai 2011	aug.11	ian.2011
4	Doboșeni, CAP, F1315	antr.2	1804	1848	1012
6	Doboșeni, Valal1 FH1	antr.2	1496	1675	1232
7	Doboșeni, Valal2 FH2	antr.2	1496	1892	880
8	Doboșeni, Cab. Valal	antr.2	1452	1848	1056
9	Tălișoara, Izv. Nebun	antr.2	1320	1584	484
10	Tălișoara, Baia	antr.2	1562	1540	616

Tabel nr.27: Variația CO₂ liber al izvoarelor din foraje.

Cantitatea de HCO₃ este constantă la unele iviri, iar la celelalte prezintă variații foarte mici, de ordinul a 96 mg/l (tabel 28). Se pot separa cele situate în nordul bazinului, care prezintă valori mai mici și fluctuații ce pot atinge și 132 mg/l.

Nr. izv.	Numele izvorului	Mod de ieșire la suprafață	HCO ₃ mg/l		
	Data analizelor și măsurărilor		mai 2011	aug.11	ian.2012
4	Doboșeni, CAP, F1315	antr.2	1342	1220	1220
6	Doboșeni, Valal1 FH1	antr.2	1220	1220	1220
7	Doboșeni, Valal2 FH2	antr.2	1159	976	1037
8	Doboșeni, Cab. Valal	antr.2	1037	915	793
9	Tălișoara, Izv. Nebun	antr.2	2745	2562	2562
10	Tălișoara, Baia	antr.2	2318	2328	2196

Tabel nr. 28 Variația HCO₃ al izvoarelor din foraje.

Din mulțimea de date colectate și analizate pentru acest grup de iviri de ape minerale se poate concluziona că există o diferență între cele de la nord de localitatea Doboșeni și cele de la sud de aceasta. Primele sunt mai acide, conțin mai puține săruri minerale dizolvate, prezintă o mai mare variabilitate a cantității de CO_2 liber și conțin mai puțin HCO_3 .

Un al doilea grup de foraje se situează în raza localității Biborțeni. Acestea formează un grup aparte din mai multe motive:

- 1) forajele au fost executate pentru valorificarea industrială a apei minerale;
- 2) nu sunt mai adânci de 50 – 75 m;
- 3) proprietățile fizico-chimice ale apelor sunt determinate de manifestările postvulcanice ale aparatul Tirco și de apropierea formațiunilor cretacee (în această zonă fundamentul cretacic se află la adâncimi cuprinse în jurul valorii de 100 m, iar pe de altă parte, aceste formațiuni ies la suprafață în horstul interbazinal reprezentat aici de Vârful Cetății – 614,1 m);
- 4) prin strangularea de la Biborțeni trece falia crustală V-E, ce oferă condiții ideale de circulație a emanațiilor postvulcanice ale aparatului sus amintit.

Având în vedere folosirea industrială a acestor ape, ele sunt în permanență pompate. Temperatura unora este constantă, iar celelalte prezintă variații foarte mici, de ordinul a $0,5^\circ\text{C}$. Din punctul de vedere a pH-ului, măsurătorile arată că sunt cele mai alcaline, valorile situându-se peste 6, ajungând și la 6,52. Pe baza cantității de săruri minerale dizolvate (TDS) se poate afirma că aceste ape sunt bogat mineralizate, valorile măsurate depășesc 1000 mg/l. Pe baza argumentelor sus menționate analizele pentru determinarea CO_2 liber și HCO_3 au confirmat așteptările pentru valori ridicate. Pentru CO_2 liber s-au determinat valori peste 1320, până la 1848 mg/l, (anomalie există la ivirea nr. 16 cu CO_2 liber sub 1000 mg/l), iar pentru HCO_3 între 1342 și 1769 mg/l (tabel 9a și 9b.). Pentru cele 3 foraje ale căror ape sunt folosite intens pentru îmbuteliere (F7, F8, F9) compoziția chimică detaliată a fost prezentată la subcapitolul destinat resurselor de subsol.

În bazinul estic, de-a lungul replicii estice a sistemului fractural al Cormoșului s-au executat patru foraje, dintre care două, foarte recente, pentru valorificare de apă plată, aflate încă în testare. La primele două, cele numerotate cu 23 și cu 24, care se află în lunca pârâului Baraolt, măsurătorile și analizele au dat rezultate care pot fi utilizate pentru comparații cu cele existente.

Variația sezonieră a temperaturii apei acestor iviri sunt de $0,7 - 1,1^\circ\text{C}$, pH-ul se situează în jurul valorii de 6, oscilând între 5,7 și 6,22, cantitatea de săruri minerale dizolvate (TDS) are valori de sub 1000 mg/l, cu o ușoară tendință de scădere pe perioada când s-au efectuat măsurători (mai 2011-ianuarie 2012). La analizele pentru determinarea cantității de CO_2 liber se

poate nota o creștere de până la 1848 mg/l pe timp de vară și o scădere accentuată, chiar și până la 528 mg/l, pe timp de iarnă. În ceea ce privește cantitățile de HCO_3 , se observă că ele sunt ridicate (1196 mg/l, respectiv 1464 mg/l) și variază foarte puțin (în jur de 60 mg/l – tabel 9a și 9b).

O categorie aparte este constituită din acel grup de izvoare care au apărut după încetarea activității miniere, prin forajele care se executaseră până la adâncimea la care s-au interceptat formațiunile cretacice. Este vorba de izvoarele 1, 11, 12, 13 și 14. Între ele se remarcă primul, care a erupt imediat după închiderea exploatării subterane de la Vârghiș, foarte aproape de puțul de acces. În urma exploatării stratului I și III de lignit s-a înlesnit accesul la suprafață a unui acvifer din rocile cretacice, care a fost îmbogățit cu CO_2 prin falia veche de direcție NV-SE. Temperatura lui este constantă de 17,1°C, pH-ul variază între 6 și 6,21, este foarte bine mineralizat cu TDS între 1100 și 1170 mg/l, bogat în CO_2 liber (1100-1970 mg/l) și în HCO_3 (1461-1830 mg/l – tabel 9a și 9b). Celelalte iviri de acest gen au început să funcționeze la 2-3 ani de la închiderea galeriilor. În cazul lor posibilitatea mixtunii mai multor acvifere este o certitudine prin faptul că ieșirea lor s-a produs după umplerea galeriilor și refacerea nivelului hidrostatic. Cu toate acestea și în cazul lor au fost efectuate aceleași măsurători și analize pentru includerea sau excluderea din grupul de ape minerale și pentru eventuala lor încadrare în vreunul din grupele amintite anterior.

Pe baza acestor date cele două iviri din apropierea localității Racoșul de Sus (forajele sunt pe dreapta DC38 ce leagă satul Racoșul de Sus de DJ131), numerotate cu 11 și 12, se aseamănă cu cele de la Tălișoara în ceea ce privește pH-ul (în jur de 6), TDS-ul (se apropie de 1400 mg/l), cantitatea de CO_2 liber (cu variații foarte mari) și cantități mari de HCO_3 (între 1500 și 2100 mg/l), dar diferă de acestea din punctul de vedere al temperaturii, care nu depășește 13,7°C și prezintă variații sezoniere de cca. 1,7°C (tabel 9a și 9b.).

Pe baza acestor date cele două iviri din apropierea localității Racoșul de Sus (forajele sunt pe dreapta Dc38 ce leagă satul Racoșul de Sus de Dj131), numerotate cu 11 și 12, se aseamănă cu cele de la Tălișoara în ceea ce privește pH-ul (în jur de 6), TDS-ul (se apropie de 1400 mg/l), cantitatea de CO_2 liber (cu variații foarte mari) și cantități mari de HCO_3 (între 1500 și 2100 mg/l), dar diferă de acestea din punctul de vedere al temperaturii, care nu depășește 13,7°C și prezintă variații sezoniere de cca. 1,7°C (tabel 9a și 9b).

Ivirea de la Baraolt, de lângă „Drumul Cirezilor” (numerotat cu 13) este o apă cu temperatura în jurul valorii de 15°C, cu un pH de 6,52, mediu mineralizată, cu TDS între 873 și 960 mg/l, fără CO_2 liber, dar cu o cantitate destul de mare de HCO_3 , ce ajunge la 1037 mg/l

(tabel 9a și 9b). Prin urmare, este o apă plată a cărei ieșire la suprafață a fost facilitată de un foraj, ce nu s-a poziționat în apropierea nici unei falii.

Ultimele două foraje prin care a ieșit apa după închiderea de exploatare subterane se află de-a lungul DJ122, între Baraolt și Biborțeni, numerotate în tabel cu 14 și 15. Ele ar trebui să se asemeneze cu grupul de iviri prin forajele de la Biborțeni. Temperatura apelor este în jurul valorii de 16°C, cu oscilații de ordinul a 1°C, pH-ul este cel mai mare din depresiune, de 6,61, TDS-ul la unul este în jurul a 700 mg/l (nr. 14), la celălalt în jurul a 1760 mg/l, cantitatea de CO₂ liber prezintă variații mari de la 220 la 1188mg/l, în schimb cantitatea de HCO₃ prezintă valori ridicate, de până la 2112 mg/l, dar cu variații de asemenea mari, de ordinul a 915-922 mg/l (tabel 9a și 9b). Pe baza acestor date, se poate afirma că prin aceste foraje apar la suprafață apele amestecate ale mai multor acvifere, dar care sunt sub influența acelorași elemente enumerate la evaluarea datelor de la forajele din Biborțeni.

Din această evaluare a principalelor caracteristici se pot extrage o serie de concluzii. Se confirmă presupunerea formulată anterior, referitoare la acviferele din care provin apele minerale ale Depresiunii Baraolt, adică din flișul Cretacic și din nivelele vulcano-sedimentare.

Cele provenind din rocile Cretacice au temperaturi ce depășesc 15 -16°C, au un pH în jurul valorii de 6-6,2, sunt bogate în săruri minerale, TDS-ul depășește valoarea de 1000 mg/l, dioxidul de carbon liber prezintă valori ridicate, ce depășesc 1300-1500 mg/l, iar cantitatea de HCO₃ oscilează în jurul valorilor de 1800-2500 mg/l. Aceste iviri sunt artificiale, adică ivite prin forajele executate la Tălișoara (numerotate în tabel cu 9 și 10), ivirile de la Racoșul de Sus (numerele 11, 12), și de la Vârghiș (numerotat cu 1), ultimele trei au ieșit la suprafață după închiderea minelor.

Cele care provin din nivelul vulcano-sedimentar inferior prezintă temperaturi în jurul valorilor de 10-12°C, cu oscilații sezoniere de ordinul unui singur grad Celsius, pH-ul este puțin mai acid decât la precedentele, cu valori între 5,53-6,1, sunt mediu mineralizate, cu TDS între 500 și 1000 mg/l, bogate în CO₂ liber: 1100-1800 mg/l și cu cantități de carbonați (HCO₃) în scădere de la sud la nord, de la 1220 la 793 mg/l, pe măsura creșterii grosimii acestui nivel litologic. Aceste izvoare se situează în bazinul vestic de-a lungul pârâului Cormoș și în bazinul estic, de-a lungul pârâului Baraolt, până în apropierea localității Herculian.

O grupă aparte de iviri, ce se detașează de celelalte, este reprezentată de cele din apropierea localității Herculian. Având în vedere temperaturile apelor în jurul valorilor de 10-14°C, cu oscilații ce pot ajunge și la aproape 7°C, pH-ul ce poate coborî până la 5,25, slabă mineralizare (TDS-ul sub 500 mg/l), conținut mic de carbonați (HCO₃ între 700 și 366 mg/l), dar foarte bogate în CO₂ liber (între 1500-2200 mg/l), se poate afirma că ele provin din acvifere

cantonate în nivelul vulcano-sedimentar superior, ce are aici grosimi de 30-40 m (László A., 1999). Având în vedere apropierea aparatului Cucu, emanațiile de CO₂ sunt deosebit de active și nu se poate exclude nici presupunerea că unele ape minerale sunt iviri ale freaticului puternic bicarbonatat.

Între apele minerale ale Depresiunii Baraolt se disting cele din strangularea de la Biborțeni, ale căror caracteristici se datorează factorilor enumerați, și care au fost atât de apreciați încât sunt singurele care se valorifică industrial.

Celelalte ape minerale înșirate de-a lungul faliei V-E au pH-ul, TDS-ul și carbonații net diferiți, argumente pe baza cărora se poate afirma că aparțin la acvifere diferite. Cel de la Bățanii Mari (numerotat cu 35) provine din nivelul vulcano-sedimentar superior, iar cel de pe valea pârâului Sugo din apropierea flișului Cretacic.

În timpul evaluării proprietăților fizice și chimice menționate s-a urmărit și relevarea unor corelații între ele. În timpul măsurătorilor s-a putut observa o modificare a pH-ului, odată cu modificarea temperaturii. Dar la analiza amănunțită a datelor, această observație s-a dovedit eronată, întrucât rata de scădere a temperaturii apelor în timpul iernii nu implică și o rată asemănătoare de creștere a pH-ului. Un argument în plus provine din analiza izvoarelor cu temperatură constantă sau chiar în creștere ale căror pH a crescut pe timpul iernii. S-a încercat stabilirea de legături între scăderea cantității de CO₂ liber pe timpul iernii și scăderea TDS-ului și a cantității de carbonați, și creșterea valorii pH-ului, dar și aici datele sunt contradictorii. Există cazuri când cantitatea de CO₂ liber rămâne constantă, TDS-ul se modifică insignifiant, cantitatea de carbonați rămâne constantă, iar valoarea pH-ului crește cu aproape o jumătate de unitate. În această ordine de idei se poate afirma că este necesar un șir mai lung de date cel puțin sezoniere, pentru a se putea stabili eventualele corelații între aceste proprietăți fizice și chimice și pentru eventualele ritmicități în activitatea acestor manifestări postvulcanice

În concluzie, se poate afirma că, în ansamblul său, componenta hidrică a subsistemului Depresiunii Baraolt este autoorganizată pe trei niveluri (curgător, stătător și subteran). Elementele și caracteristicile sistemului hidric, conferă acestuia unicitate și sunt, pe de o parte un rezultat și pe de altă parte, vectori de materie și energie, iar pe baza acestora se pot desfășura alte procese, fenomene care se răsfrâng în anumite moduri de manifestare a celorlalte componente. (harta 22).

7.4. Corelații între climat – relief și scurgere

Climatul este acel element al geocomplexului depresiunii prin care se realizează un aport de energie și materie. Acest aport se concretizează atât prin cantitatea de radiație solară cât și prin cea de precipitații care cad pe întreaga suprafață a arealului aflat în studiu. Recepția apei se realizează de către totalitatea asperităților ce compun relieful și aceasta în funcție de calitățile hidrice de care dispune (ex. compactitate, higroscopicitate, permeabilitate), în funcție de rocă și tipul de sol reține apa până la un anumit punct apoi contribuie la realizarea scurgerii de suprafață. În continuare, aceasta tot în funcție de alte caracteristici ale aceleiași suprafețe (ex. orientare, grad de înclinare) contribuie la organizarea unei rețele a scurgerii și anume rețeaua de ape curgătoare.

Dacă dintre cele trei componente, între care se precizează încă o dată, sintetic, multitudinea de legături reciproce, se are în vedere relieful și scurgerea, se poate afirma că grabenele principale, care concretizează cele două bazine ale depresiunii, sunt în același timp și văile a două ape curgătoare importante, respectiv Cormoșul și Baraoltul. Se relevă în acest mod înlănțuirea de relații cauzale între tectonica rupturală, structura de grabene și dirijarea scurgerii pe direcția N-S aferentă lor. Așa cum s-a mai precizat, sunt puține acele ape curgătoare, care nu se dirijează pe grabene sau rupturi tectonice. Așa este cazul pâraurilor Szőlőmáj, Fierul, Nadas, Cărbunarilor, Agriș, Hotarului, Dungó în bazinul vestic, apoi Ulmului, Românilor, Pârâul Mare, Bodoș, Fierarului, în bazinul estic. Toate acestea sunt mici, iar unele chiar pot seca în lunile august și septembrie (ex. Szőlőmáj, Fierul, Cărbunarilor, Dungó, Românilor, Fierarului). În acest caz este vorba de o corelație între climă și scurgere. În ambele bazine depresionare, în aceste luni, se înregistrează una din minimele de precipitații ale unui an, iar aceste pârauri au alimentare nivo-pluvială, cea subterană fiind foarte slabă.

Revenind la aceeași înlănțuire de relații amintite anterior, se mai pot evidenția și alte aspecte.

Între principalele ape curgătoare ale depresiunii sunt unele care după ce urmează direcția uneia dintre falii se reorientează pe o alta. Așa este cazul Oltului, care după ce urmează dispre sud spre nord sistemul fractural al Cormoșului (G8) se reasează pe falia crustală V-E (G7) urmând-o pe aceasta către vest spre defileul de la Racoș. O altă apă curgătoare cu comportament similar este Baraoltul, care după ce urmează spre sud replica paralelă a sistemului fractural al Cormoșului din bazinul depresionar estic (g27) se reorientează pe aceeași falie crustală (G7) urmându-și cursul spre vest.

În ambele bazine s-au format areale de confluență chiar deasupra sau în apropierea întretăierii principalelor fracturi. În bazinul vestic, Baraoltul și Cormoșul debușează în Olt, în apropierea intersecției G8 cu G7, iar în bazinul estic confluează Baraoltul cu Ozunca, Pârâul Bățani, Bodoș, și Pârâul Mare în apropierea întretăierii replicii paralele a sistemului fractural al Cormoșului (g27) cu falia crustală V-E (G7).

În capitolul destinat hidrografiei s-a stabilit pe baza variațiilor de debit și al distribuției lor pe timpul unui an că, alimentarea pârâurilor din depresiune este una nivo-pluvială cu aport însemnat din apele subterane.

Valorile minime ale debitelor din lunile de iarnă indică o blocare a scurgerii datorită cantonării precipitațiilor căzute într-un strat de zăpadă consistent (temperaturi medii lunare negative). Din topirea acestui strat (creșterea temperaturilor medii lunare) rezultă scurgerea bogată (debite mari) în timpul primăverii – alimentare nivală. Apoi regimul ciclonic din lunile mai–iunie menține sau ridică și mai mult debitele, pentru ca cel anticiclonic din august–septembrie să ducă la scăderea lor și instalarea unor minime (alimentare pluvială).

Există diferențe între pârâurile mari ale bazinului vestic și ale celui estic, în ceea ce privește momentele instalării debitelor extreme, ca o reflexie a unor elemente ale reliefului pe care se dezvoltă bazinele de recepție ale acestora. Pe de altă parte, altitudinea influențează temperatura, care la rândul său se reflectă în starea de agregare a precipitațiilor, apoi în durata de menținere a stratului de zăpadă și în intensitatea evapotranspirației.

În aceste înlănțuiri cauzale, dacă se consideră perechea relief-scurgere, din perspectiva componentei apă, aceasta din urmă se definește ca agent de modelare, care execută toate cele trei procese - eroziune, transport și acumulare. Astfel ea duce la formarea și evoluția uneia dintre cele mai răspândite forme de relief - cel fluvial.

În cazul Depresiunii Baraolt scurgerea se desfășoară în funcție de o serie de coordonate preexistente, organismele fluviale exprimându-se în acord cu ele și ducând la organizarea unui relief fluvial propriu acestei arii. În acest sens se pot scoate în evidență câteva caracteristici ale acestuia: văile au deja profil în U la intrarea în perimetrul aflat în studiu, lățimea lor și implicit a luncilor lor crește de la intrare spre colector, scăderea în altitudine a interfluviilor în același sens, albiile minore meandreză doar în apropierea arealelor de confluență, în profilele longitudinale ale talvegurilor porțiunile abrupte și cele orizontale alternează, cele orizontale sunt caracteristice confluențelor. De asemenea, se pot pune în evidență diferențieri între bazinul vestic și cel estic, în ceea ce privește coeficientul de meandrare, mai mare în primul, mai mic în ultimul, apoi în originea și dispunerea teraselor.

CAPITOLUL 8. VEGETAȚIA ȘI FAUNA

8.1. Vegetația

Această componentă reflectă majoritatea relațiilor, condiționărilor, interacțiunilor, proceselor autoorganizatorice, ce s-au stabilit de-a lungul timpului între componenții abiotici și biotici, precum și procesele, relațiile și condiționările stabilite între aceste două categorii, respectiv între acestea și factorul antropic.

Studii amănunțite de floră în Transilvania, inclusiv în Depresiunea Baraoltului au fost făcute începând din secolul al XVII-lea de către Benkő J. (1740, Brăduț – 1814, Aita Medie), preot reformat, botanist, istoric și lingvist. El a fost primul, care a făcut cunoscută, în limba maghiară, sistematizarea lui Linné. În 1783 se publică la Bratislava un volum de al acestuia care cuprinde numele a peste 1000 de plante în limbile latină, maghiară, germană și franceză. Lucrările sale de botanică despre Transilvania (inclusiv Depresiunea Baraolt) au fost folosite și citate atât de discipolii săi Peter Sigerus, Michael Fuss, cât și de Samuel Micu Klein.

În a doua jumătate a secolului al XIX-lea flora Transilvaniei este descrisă de K. V. Marilaun (1867), F. Pax (1898, 1908), apoi în 1885 A. Bedő întocmește o „Hartă a pădurilor din Transilvania” la scara 1:360.000.

În perioada interbelică și postbelică apar lucrările de mare amploare despre flora întregii României, inclusiv de cartografiere a vegetației, ale lui Enculescu P. (1938), Prodan I. (1939), Doniță N. și colaboratori (1960, 1976), I. Șerbănescu (1976), (după Tratatul de Geografia României vol I. Geografia Fizică, 1983).

Dacă se face referire, strict la Depresiunea Baraoltului și zonele sale limitrofe, trebuie menționați Rácz G., Fűzi J., Kisgyörgy Z., Csedő C., Giurgiu M., Rácz Erzsébet Johanna (1969, 1971, 1972), Lőrincz S. (2003).

Depresiunea Baraoltului aparține regiunii fitogeografice central-europene, provincia est-carpatică, districtului munților Gurghiului, Harghitei și Perșanilor (Geografia României, vol.I 1983). Formațiunea vegetală reprezentativă este cea de pădure (de altfel și denumirea zonei etnoculturale de care aparține depresiunea este de „Ținutul Pădurilor”), alcătuită în principal din gorun (*Quercus petraea*), atât ca gorunete pure, cât și în amestec cu arțar (*Acer negundo*), ulm (*Ulmus glabra*), frasin (*Fraxinus excelsior pendula*), chiar și carpen (*Carpinus betulus*) respectiv fag (*Fagus silvatica*). Se pot menționa și alte specii de foioase care cresc în aceste păduri, cum ar fi: fagul sângeriu (*Fagus purpurea*), arțarul dulce (*Acer saccharum*), plop (*Plopulus tremula*), mesteacăn (*Betula pendula*).

În aceste păduri se dezvoltă și un bogat strat de subarbustiv, reprezentat de corn (*Cornus mas*), alun (*Corylus avellana*), salbă moale (*Evonymus europaeus*), călin (*Viburnum lantana*). Pătura de erbacee cuprinde specii corespunzătoare genurilor Festuca, Poa, apoi plante de primăvară: ghiocei (*Galantus nivalis*), brebenelul, (*Corydalis solida*), viorea (*Scilla bifolia*), steaua galbenă a Bethlehemului (*Gagea lutea*), *Waldsteinia ternata*, crucea voinicului (*Hepatica transsilvanica*).

Aceasta ar trebui să fie vegetația naturală a regiunii, provinciei și districtului fitogeografic în care se încadrează Depresiunea Baraoltului. Însă particularitățile locale legate de factorii abiotici, dar mai ales antropici au făcut să apară modificări în aspectul și compoziția vegetației actuale.

Între factorii abiotici specifici ai depresiunii, care introduc modificări în acest sens, se pot remarca câțiva. Ecartul de altitudine cuprins între punctele de cea mai mică și cea mai mare altitudine, respectiv 463 și 728 m, modifică compoziția pădurii pure de gorun într-o pădure de amestec, unde apar și carpenul, mesteacănul, chiar și fagul. Expoziția versanților are efectul de a păstra gorunetele pe cele sudice și vestice, pe când pe cele estice și nordice predomină pădurile de amestec cu apariția carpenului și fagului. De altfel în văile umbrite această specie poate produce petice de fâgete pure. Excesul de umezeală din apropierea izvoarelor, în lungul albiilor minore ale apelor curgătoare duce la apariția asociațiilor de plante higrofile, cum ar fi arinul (*Alnus glutinosa*) – în zonele cu altitudini mai mari de 550-600 m – și mai multe specii de salcie (*Salix*).

Cel mai mare efect în modificarea elementelor floristice ale depresiunii l-a avut activitatea umană, atât în mod direct: defrișări, deșteleniri, modificarea albiilor minore, deschideri de cariere, apoi prin introducerea unor plante de cultură, a unor specii exotice, împăduriri cu specii nespecifice arealului, abandonarea unor terenuri folosite în trecut ca arabil, fâneță sau pășune, cât și indirect, prin aportul adus de schimbările climatice.

Având în vedere aceste aspecte tabloul vegetației actuale se prezintă cu totul diferit de cel ce ar trebui să existe în mod natural. Astfel, în urma activității umane pădurea, care ar trebui să fie formațiunea vegetală dominantă, s-a menținut doar pe arealele pe care nu se putea desfășura activitate agricolă. Restictivitatea pentru această activitate este dată de unele elemente ale reliefului, cum ar fi panta (în special cele mai mari de 15°), orientarea și altitudinea.

În asemenea condiții cele mai întinse păduri sunt pe versanții de orientare nordică, nord-estică, estică și vestică ai văilor care brăzdează platoul vulcanic din nord-estul bazinului estic (văile pâraielor Bradul Mare, Ulmul), precum și fruntea de orientare vestică a acestui platou. Ca și compoziție arboricolă în aceste păduri predomină, pe versanți de orientare vestică, gorunul

(*Quercus petraea*) dar și în amestec cu arțarul (*Acer negundo*) și frasinul (*Fraxinus excelsior pendula*), iar pe celelalte se dezvoltă fagul (*Fagus silvatica*), formând făgetele pure, dar și în amestec cu carpenul (*Carpinus betulus*). Tot în bazinul estic aceste păduri ocupă areale mult mai mici pe versanții de orientare estică, sud-estică, sudică, cu pante mai mari de 15°, ai micilor văi cu ape semipermanente ce coboară de pe Dealul Românilor (660,5 m). În sudul acestui bazin sunt de asemenea doar petece pe locurile mai abrupte ale versanților nordici ai Dealurilor Cinodului, apoi pe culmea și aceiași versanți ai dealului Mestecănișului Mare (626,3 m). În acest ultim caz predomină fagul.

În bazinul vestic nu mai sunt păduri compacte din cauza faptului că aici arealele cu pante mai mari de 15° sunt mai reduse și se regăsesc doar insular. Cele mai caracteristice sunt pe versanții abrupti de orientare nordică, nord-vestică și sudică ai văii pârâului Agriș, versanții abrupti ai pârâului Szölmődj, porțiuni din versantul nord-vestic al Dealului Biborțeni Nord-Vest (701,4 m), versanții estici, mai abrupti, situați la peste 550 m altitudine ai pârâului Dungó. Aceste petece au aceeași compoziție: gorun, arțar, frasin, carpen, ulm, mai puțin fag.

Luate în ansamblu toate arealele de pădure ce se regăsesc în prezent pe teritoriul delimitat al Depresiunii Baraolt însumează doar 3,9 km², adică 2,7% din suprafața sa totală (harta 23).

În afara acestor areale unde vegetația de pădure s-a menținut, mai există porțiuni de versanți unde panta nu permite desfășurarea de activități agricole, dar totuși ele au fost defrișate. În aceste locuri se dezvoltă o vegetație de arbuști și arbori de mică înălțime. Această formațiune vegetală se găsește pe tot cuprinsul depresiunii, formând crânguri (nu cu sensul de pădure tânără) de versant și având în compoziție păducelul (*Crataegus oxyacantha*), cornul (*Cornus mas*), părul pădureț (*Pyrus pyraeaster*), călinul (*Viburnum lantana*), salba mare (*Euonymus europaeus*), porumbarul (*Prunus spinosa*), măceșul (*Rosa canina*), socul (*Sambucus nigra*). După secolul al XVII, când a fost adus în Europa, în cadrul acestei formațiuni vegetale se dezvoltă foarte bine salcâmul (*Robinia pseudoacacia*).

Crângurile cu această compoziție vegetală ocupă în total 2,7 km², adică cca. 1,9% din suprafața totală a depresiunii (harta 23).

De-a lungul apelor curgătoare, a canalelor construite în diverse scopuri (desecare, alimentarea morilor), a albiilor artificiale, pe malurile celor stătătoare, pe suprafețele pe care în trecut au funcționat bazine pentru topirea inului și cânepii, pe arealele cu scufundări din perimetrele miniere, se dezvoltă o vegetație higrofilă. Această formațiune cuprinde în mare parte sălcii de diferite specii (*Salix* gen.), apoi la altitudini ce depășesc 550 – 600 m arini (*Alnus*

glutinosa), diferite specii de papură (*Typha* gen.), stuf (*Phragmites australis*), rogoz (*Carex gracilis*), pipirig (*Juncus effusus*), păiușul bălților (*Deschampsia caespitosa*).

Dacă se însumează toate arealele cu această formațiune vegetală se ajunge la 7,7 km², adică cca. 5,4% din suprafața depresiunii, ceea ce este aproape dublul suprafețelor acoperite de formațiunea pădurilor de foioase (harta 23).

În urma celor menționate anterior se conturează, pentru restul teritoriului aflat în studiu, formațiunea vegetală dominantă ce a rezultat din activitatea îndelungată a omului: cea a pajiștilor secundare. Ea cuprinde atât elemente caracteristice pajiștilor de munte, pajiștilor de deal și podiș cât și elemente floristice de silvostepă și de stepă. Terenurile ocupate de acesta au căpătat de-a lungul vremii diverse utilizări: arabil, livadă, pășune, fâneață, apoi perimetre ocupate de construcții (inclusiv vetre de localități), drumuri, căi ferate.

Elementele floristice cu rol indicator pentru pajiștile montane și care se regăsesc în Depresiunea Baraolt sunt: păiușul roșu (*Festuca rubra*), păiușul de livadă (*Festuca pratensis*), iarba câmpului (*Agrostis tenuis*), negara (*Nardus stricta*), firuța (*Poa pratensis*), trifoiul roșu (*Trifolium pratense*), trifoiul alb (*Trifolium repens*), iarba cerbilor (*Cynosuras cristatus*), ovăscior auriu (*Trisetum flavescens*). Pentru elementele pajiștilor de deal și podiș se pot aminti: iarba calului (*Festuca rupicola*), rotacelele (*Achillea ptarmica*), cimbrisor (*Tymus pannonicus*), anglica (*Filipendula vulgaris*), coada șoricelului (*Achillea setacea*), sulicița (*Dorycnium herbaceum*), sparceta (*Onobrychtis viciifolia*), ruscuța de primăvară (*Adonis vernalis*), sadina (*Chrysopogon gryllus*), apoi păpădia (*Taraxacum officinale*), cicoarea (*Cichorium intybus*). Elementele provenind din zona de silvostepă și stepă sunt reprezentate de păiușul stepic (*Festuca valesiaca*), hirușor (*Poa annua*), zizania (*Lolium perene*), pir târător (*Agropyron repens*), golomatul (*Dactylis glomerata*), iarba câmpului de stepă (*Agrostis stolonifera*), flocoșica (*Holcus lanatus*), ovăzcior (*Arrhenatherum elaticus*), bucățelul (*Agrostis canina*), dedițelul mare (*Pulsatilla grandis*).

La limita sud-vestică a depresiunii, pe versantul sudic al Dealului cu Păr (627 m), (parte a glacisului munților Perșani), la altitudini cuprinse între 550 și 600 m pe un areal de cca. 2,5 ha crește dedițelul negru (*Pulsatilla negricans*). Acesta este singurul areal din depresiune cu acest element tipic se stepă, și din acest motiv întreaga arie a fost declarată ocrotită prin Hotărârea Consiliului Județean Covasna nr. 39/ 27 iulie 2001.

Pe lângă aceste elemente floristice ale formațiunii vegetale de pajiști secundare merită a se menționa și acele elemente care înfrumusețează peisajul în timpul perioadelor lor de vegetație prin flori multicolore: stânjenelul (*Iris pumila*), zambila moțată (*Muscari racemosum*), strașnicul (*Asplenium ranunculoides*), splina (*Chrysosplenium alternifolium*), păștița galbenă

(*Anemone ranunculoides*), grăușorul sau unișorul (*Ranunculus ficaria*), ciuboțica cucului (*Primula veris*), plămânarica (*Pulmonaria officinalis*), clopoței carpatici (*Campanula carpatica*), margaretele, (*Leucanthemum vulgare*), toporași (*Viola odorata*).

Așa cum s-a menționat anterior, terenul pe care această formațiune vegetală se dezvoltă, prezintă diferite moduri de folosință. Cea mai mare suprafață este ocupată de terenurile arabile și de fânețe, care însumează împreună cca. 88,9 km², urmate de pășuni având cca. 24,6 km², apoi vetre de localități și perimetre construite cu cca. 12,4 km², drumuri și căi ferate cu o suprafață de 3,1 km². Cea mai mică suprafață este ocupată de livezi de meri, doar 0,82 km², care se întind pe versanți cu expoziție sudică. În prezent acestea sunt folosite ca și fânețe, întrucât pomii sunt bătrâni și bolnavi. Potențial pentru practicarea pomiculturii există, chiar și un soi de măr ce pretează foarte bine la condițiile locale, (soiul Budai Domokos), care a fost obținut la începutul secolului al XX-lea de pomologul și geologul Budai József (1850 – 1939), chiar la Bodoș.

În afara plantațiilor de pomi fructiferi, intervenția omului, ca modifikator al covorului vegetal, se manifestă cel mai bine în interiorul și în imediata apropiere a vetrelor localităților. Așa sunt pâlcurile de pini (*Pinus silvestris*), plantate în 1896 cu ocazia sărbătoririi a 1000 de ani de la descălecarea triburilor maghiare în Bazinul Carpatic, la Vârghiș, Căpeni, Biborțeni, Bățanii Mari, Bățanii Mici, Herculian. Tot în această categorie intră și plantațiile de molid (*Picea abies*) din jurul casei memoriale al povestitorului și jurnalistului Benedek Elek de la Bățanii Mici, apoi cele din jurul sau din apropierea cimitirelor. De menționat aici că în mod natural molidul coboară până la 873 m pe Vârful Dealului, parte a horstului interbazinal.

Între alte specii arboricole exotice care cresc în spațiile verzi din intravilanul localităților se pot menționa: laricele (*Larix decidua*), teiul (*Tilia cordata*), castanul sălbatic (*Aesculus hippocastanum*), oțetar roșu (*Rhus typhina*), magnolia (*Magnolia* gen.) tuia orientală și cea occidentală (*Thuja orientalis*, *Thuja occidentalis*).

În concluzie, pe fondul regiunii fitogeografice central-europene, al provinciei est-carpătice, al districtului Munților Gurghiului, Harghitei și Perșanilor, formațiunile vegetale care se dezvoltă în Depresiunea Baraoltului sunt diversificate. Aceasta rezultă pe de o parte din caracteristicile strict locale ale factorilor fizico-geografici, ce se reflectă prin satisfacerea necesităților fiziologice ale plantelor, iar pe de altă parte din intervenția omului asupra covorului vegetal natural. Se pot pune în evidență cinci formațiuni vegetale distribuite ca urmare a variabilității factorilor amintiți și ca urmare a intervenției omului, astfel: formațiunea pădurilor de gorun și de amestec cu alte foioase, formațiunea crângurilor de versant, formațiunea

plantelor higrofile, formațiunea pajiștilor secundare cu diverse moduri de folosință și formațiunea plantelor exotice din intravilanele localităților (harta 23).

8.2. Fauna

Ca și în cazul plantelor, răspândirea lumii animalelor este o reflectare tot a necesităților lor strict biologice: temperatură, apă, hrană. Modul în care sunt satisfăcute primele două este rezultatul interacțiunii factorilor abiotici. Totodată însăși hrănirea animalelor este un proces de stabilire a unor relații biotice – lanțuri trofice, care se poate simplifica într-un raționament: aria de răspândire a hranei, calitatea habitatului, și modul în care se poate ajunge la ea poate defini aria de răspândire, habitatul animalului în speță. În aceste relații omul a intervenit brutal prin distrugerea habitatelor, domesticirea sau strămutarea forțată a unor specii, astfel încât animalele au fost forțate să se adapteze la un mediu de viață artificializat. În acest sens particularitățile strict locale ale factorilor abiotici, biotici și antropici introduc diferențieri față de marile regiuni zoogeografice ale faunei terestre.

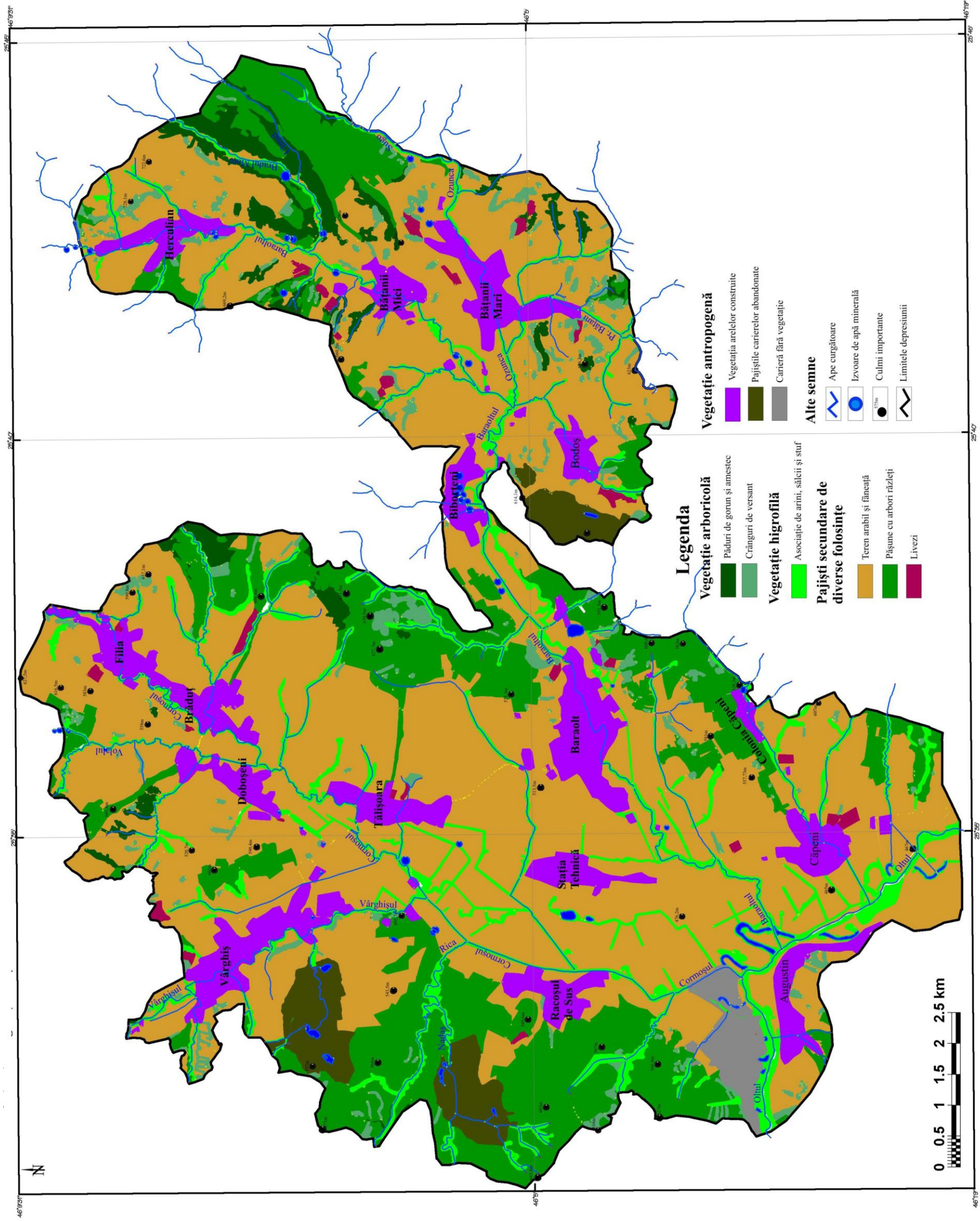
După tratatul de Geografia României vol I. (1983), nu există o „regionare exclusiv zoogeografică” a teritoriului României, dar prin apartenența sa la Carpații Orientali, pe baza factorilor abiotici evaluați, Depresiunea Baraolt se integrează la regiunea palearctică, subregiunea eurosiberiană, provincia dacică.

Transformarea profundă a învelișului vegetal al depresiunii a atras după sine și o schimbare a lumii animale. În locul animalelor caracteristice gorunetelor și pădurilor de amestec gorun și alte foioase, sub influența antropizării, există o faună care, pe de o parte, tolerează bine sau foarte bine prezența omului, iar pe de altă parte este adaptată pajiștilor secundare, care ocupă cea mai mare parte a teritoriului aflat în studiu. Pot exista discuții în ceea ce privește diferența între speciile care au întregul habitat suprapus acestui teritoriu, cele cu suprapunere parțială și cele care fac doar incursiuni în scopul procurării hranei.

În continuare se va scorda atenție elementelor de certă specificitate: reptilele, păsările și mamiferele (din fauna terestră), precum și ichtiofaunei.

Cele mai răspândite reptile sunt șopârla de câmp (*Larceta agilis*), pe pajiștile secundare de pe versanții sudici cu folosință de fâneată și pășune, șarpele de casă (*Natrix natrix*), în arealele umede din lunci, în jurul apelor cantonate în albie părăsite, și al lacurilor din carierele de lignit.

Lumea păsărilor este bogată în exemplare ale speciilor care sunt caracteristice pădurilor de foioase, călătoare, de apă, răpitoare și, nu în ultimul rând, cele care s-au adaptat foarte bine la mediul artificializat din localități.



Harta nr.23: Depresiunea Baraoltului – Harta vegetației

Între cele caracteristice acestor păduri și care cuibăresc în ele sau în crângurile de versant se numără: cinteza (*Fringilla coelebs*), pițigoiul mare (*Parus major*), mierla (*Turdus merula*), codroșul de pădure (*Phoenicurus phoenicurus*), ciocănitori (*Dendrocopos* gen), cioara grivă (*Corvus cornix*), gaița (*Garrulus glandarius*), coțofana (*Pica pica*), corbul (*Corvus corax*), cucul (*Cuculus canorus*).

Specii de păsări călătoare care cuibăresc aici și sunt legate de zonele umede, deci sunt și păsări de apă: barza albă (*Ciconia ciconia*) – cu efective în creștere – stârcul cenușiu (*Ardea cinerea*), găinușa de apă (*Gallinula chloropus*), rața sălbatică (*Anas platyrhynchos*), pescărușul albastru (*Alcedo atthis*), apoi acelea a căror viață nu este legată strict de aceste zone: rândunica (*Hirundo rustica*), codobatura albă (*Motacilla alba*), pupăza (*Upupa epops*), precum și cele mai viu colorate păsări de la noi, prigoriile (*Merops apiaster*), care au o colonie lângă intersecția D122 cu Dc 41, sit declarat ocrotit de Hotărârea Consiliului Județean Covasna nr. 39/27 iulie 2001. Se mai poate menționa aici faptul că sunt grupuri de rațe sălbatice care iernează de-a lungul Oltului și că din luna aprilie a anului 2009, o pereche de lebede (*Cygnus olor*) se odihnește două-trei săptămâni pe lacul de la Micul Bodoș.

Între răpitoarele mari trăiesc în depresiune efective însemnate de șoricar comun (*Buteo buteo*), apoi de uliu porumbar (*Accipiter gentilis*), de cucuvea (*Athene noctua*), de huhurez (*Strix* gen.).

O parte însemnată a lumii păsărilor o constituie acele specii care trăiesc în spațiile artificializate. Aici aparțin: vrabia (*Passer domesticus*), guguștiucul (*Streptopelia orientalis*), coțofana (*Pica pica*), stâncuța (*Corvus monedula*).

Formațiunile vegetale ale depresiunii, cele de la limitele acesteia, ariile antropizate oferă habitate variate pentru mamifere. În formațiunea de pădure trăiesc: mistrețul (*Sus scrofa*), veverița roșcată (*Sciurus vulgaris*), pârșul mare (*Myoxus glis*), iar ursul brun (*Ursus arctos*) face dese incursiuni în căutare de hrană, în special toamna, când în crângurile de versant se coace părul sălbatic. Tot în acest scop al căutării de hrană apare, dar numai iarna, lupul (*Canis lupus*).

În crângurile de versant își găsesc adăpost căprioara (*Capreolus capreolus*), vulpea (*Vulpes vulpes crucigera*), nevăstuica (*Mustela nivalis*), dihorul (*Mustela putorius*), iepurele de câmp (*Lepus europaeus*), iepurele de vizuină (*Oryctolagus cuniculus*).

Pentru pajiștile secundare caracteristice sunt șoarecele de câmp (*Microtus arvalis*) și chițcanul (*Crocidura leucodon*). De-a lungul pâraielor mari și al Oltului trăiesc: vidra, (*Lutra lutra*) și mai nou bizamul (*Ondrata zibethica*). În anul 2008 de-a lungul pâraului Vârghiș a fost repopulat castorul european (*Castor fiber*), iar de aici s-a răspândit în celelalte pâraie (Cormoș și Baraolt), precum și într-una din belciugele Oltului de lângă vărsarea Cormoșului.

Între mamiferele care trăiesc în ariile antropizate se pot menționa: șoarecele de casă (*Mus musculus*), șobolanul cenușiu (*Rattus norvegicus*), ariciul (*Erinaceus concolor*). În zonele mai liniștite de la marginea localităților, în podul imobilelor trăiește jderul de copac (*Martes martes*), iar în căutarea hranei aici mai pătrund frecvent nevăstuica (*Mustela nivalis*) și dihorul (*Mustela putorius*).

Apele curgătoare și stătătoare ale depresiunii sunt populate de peștii caracteristici zonelor deluroase. În pâraie trăiesc: cleanul (*Squalius cephalus*), mreana (*Barbus barbus*), scobarul (*Chondrostoma nasus*), avatul (*Aspius aspius*), porcușorul (*Gobio gobio*). La limitele dinspre nord și est ale depresiunii pătrunde păstrăvul indigen (*Salmo trutta*). În apele stătătoare trăiesc: carasul (*Carassius gibelio*), crapul (*Cyprinus carpio*), linul (*Tinca tinca*), cosacul (*Abramis ballerus*), soretele (*Lepomis gibbosus*), bibanul (*Perca flavescens*), știuca (*Esox lucius*). Trebuie menționat și faptul că până la mijlocul anilor '70 ai secolului trecut, când combinatul de celuloză de la Zărnești a poluat Oltul în acest râu a trăit și somnul (*Silurus glanis*).

În concluzie, fauna actuală a Depresiunii Baraolt reflectă procesul de transformare, de organizare a teritoriului pe care l-a efectuat omul începând de la apariția sa. Animalele caracteristice unei păduri de gorun și gorun în amestec cu alte foioase s-au retras în arealele în care această formațiune s-a menținut, iar în pajiștile secundare au apărut specii caracteristice zonelor de stepă și sivostepă. Suprapunerea suprafețelor antropizate peste habitatele naturale a dus la procese de adaptare, prin care unele mamifere ca nevăstuica, dihorul, jderul de copac se regăsească în interiorul ariilor construite, iar poluarea a avut ca efect dispariția somnului din apele arealului. Schimbările climatice au condus la pătrunderea de noi specii, cum ar fi bizamul. Se poate nota ca efect pozitiv al omului repopularea castorilor europeni, care s-au extins în mai multe zone cu vegetație higrofilă.

CAPITOLUL 9 – EVALUAREA COMPONENTEI EDAFICE

Pentru descrierea solurilor din Depresiunea Baraoltului au fost folosite studiile și hărțile pedologice elaborate între anii 1965 – 2000 de către Oficiul de Studii Pedologice și Agrochimice Brașov. Componentele geocomplexului depresionar, cu caracteristicile lor proprii (evaluate în capitolele precedente), în calitate de factori pedogenetici, au contribuit și contribuie la acele procese prin care se individualizează solurile specifice acestui areal.

Studiile întreprinse de OSPA Brașov au pus în următoarele procese pedogenetice specifice depresiunii:

1. argiloiluviere cu bioacumulare moderată, slab-puternic acidă, formarea și migrarea argilei în orizontul Bt;
2. brunificare cu bioacumulare slab-moderat acidă și acumulare de mull specifică eutricambisolurilor;
3. brunificare cu bioacumulare acidă și acumulare de mull acid-moder, specifică districambisolurilor;
4. gleizare pe terenurile cu exces de umiditate;
5. acumulare de humus huminic pe rocile carbonatice, determinată de abundența de ioni de Ca^{2+} ;

Solurile arealului aflat în studiu vor analizate la nivel de clasă, tip și, acolo unde se impune, de subtip.

Dacă se suprapun hărțile solurilor, cea geomorfologică și hipsometrică, pe teritoriul Depresiunii Baraolt se pot deosebi trei sectoare pedogeografice: sectorul luncilor, sectorul teraselor fluviale și fluvio-lacustre și sectorul versanților divers înclinați și al culmilor rotunjite.

Primul sector ocupă luncile Oltului, ale pârâului Baraolt, ale afluenților săi, ale Cormoșului și afluenților și Vârghișului. Aici s-au identificat tipurile de *aluvisol* și *entiantrosol* (tehnosol – SRTS 2012) din clasa protisolurilor, precum și *gleisolul* din clasa hidrisolurilor.

Aluvisolul din arealele amintite este un sol în stadiu inițial de formare fără diferențierea profilului de sol cu un orizont A urmat de depozitele fluviale mijlociu fine, cu apa freatică între 1 și 5 m. Ele sunt profunde, cu textură asemănătoare depozitelor pe care se formează. După pH sunt slab acide, eubazice, bazice, cu predominanța alcalinității slabe. Fertilitatea lor naturală s-a determinat a fi mijlocie-bună.

Lucrările hidrotehnice din lunca Cormoșului, al pârâului Baraolt și al râului Olt, construcția căii ferate ce leagă Stația tehnică de gara Augustin, au avut ca rezultat apariția entiantrisolului (harta 24). În aceste areale profilul acestui sol este profund, textura fină, iar fertilitatea scăzută

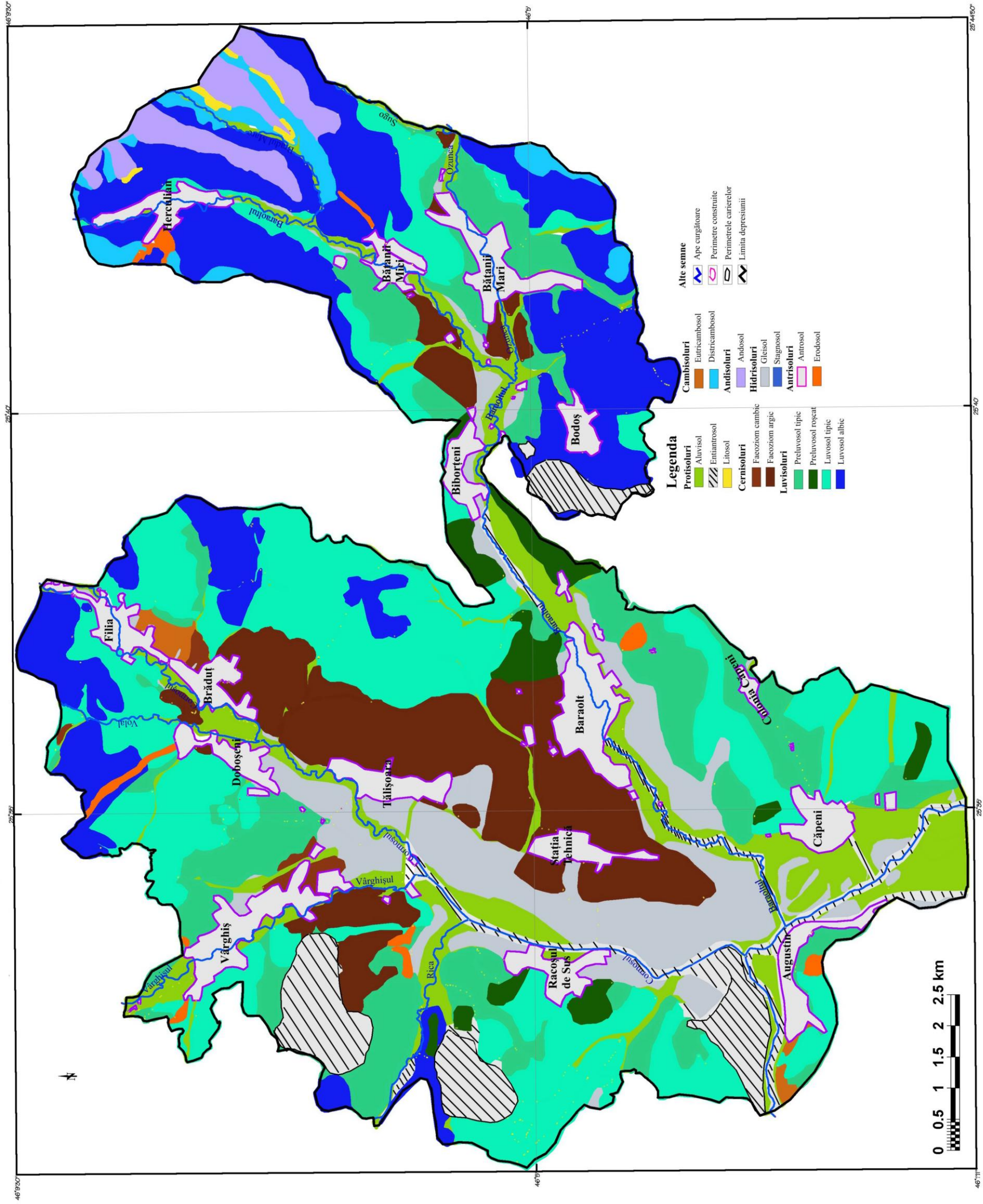
În locurile unde apa freatică se află la o adâncime mai mică de 3 m, și acolo unde apa pluvială poate stagna, apar procesele de gleizare ducând la formarea *gleisolului*. Acesta ocupă suprafețe întinse în lunca Cormoșului, a Vârghișului și a Baraoltului, în areale în care panta este sub 1°, apa din precipitații poate bălți iar apa freatică este la o adâncime relativ mică. În aceste lunci s-au săpat canale de desecare pentru reducerea umidității, dar după anul 1990 majoritatea au fost astupate.

Pe glacisul de luncă de la baza Vârfului Bacoș (590,4 m), cu pătrundere până în luncă, pe jumătatea nordică a conului de dejecție al pâ râului Agriș și pe un petec de terasă al pâ râului Stejarul, de la confluența cu pâ râul Volal s-a format *faeoziomul cambic* din clasa cernisolurilor (harta 24). În orizontul Am s-a format și s-a acumulat humus de tip calcic de culoare închisă, iar mai apoi acesta a pătruns în orizontul subiacent. Carbonații levigați în baza profilului de sol formează un orizont cambic (Bv). Acest tip de sol este profund cu textură mijlocie și fină, porozitate mică, grad de tasare ridicat, permeabilitate mică, dispunând de un volum edafic mare.

Cel de-al doilea sector este reprezentat de terase. Pe podul celei fluvio-lacustre de pe malul stâng al Cormoșului, de la sud de valea pâ râului Agriș cu extensie la nord și la vest de orașul Baraolt, pe malul drept al Vârghișului, între lunca pâ râului Fierul și intrarea Vârghișului în lunca Cormoșului, pe malul drept al pâ râului Baraolt între valea Pâ râului Mare și intrarea în strangularea de la Biborțeni, pe glacisurile de luncă ce se întind pe de o parte și alta a luncii pâ râului Ozonca între Bățanii Mari și confluența cu pâ râul Baraolt s-au creat condițiile pentru formarea *faeoziomului argic* tot din clasa cernisolurilor (harta 24). Evoluția acestui tip de sol este asemănătoare cu cel a *faeoziomului cambic*, doar că în locul orizontului Bv apare orizontul Bt argiloiluvial. Aceste soluri au tot textură mijlocie-fină, sunt slab acid-alkaline, cu un conținut ridicat de humus (4%). Cele două tipuri de sol din clasa cernisolurilor sunt cele mai fertile din Depresiunea Baraolt și acestea sunt singurele areale ocupate de ele.

În cel de al treilea sector condițiile locale de relief, în principal unghiul de pantă, orientarea versanților și altitudinea (trebuie menționat că în depresiune ecartul maxim de altitudine este de doar 265 m), din care decurg caracteristicile locale ale celorlalți factori pedogenetici și activitatea umană, au impus o mai mare varietate de tipuri de sol.

Clasa luvisolurilor este cea mai bine reprezentată, cu două tipuri de sol fiecare cu două subtipuri, ocupând suprafețe însemnate: *preluvisolul tipic*, *preluvisolul roșcat*, *luvosolul tipic* și *luvosolul albic*. Aceste soluri sunt relativ vechi, cu evoluție poligenetică. Orizontul Bt argiloiluvial s-a format prin levigarea sărurilor pe profil, debazeificarea materialului mineral intens alterat și acumularea mineralelor secundare migrate din orizontul superior A, relativ slab humifer și acid.



Harta nr.24: Depresiunea Baraoltului – Harta solurilor

Preluvosolul tipic se extinde îndeosebi pe pantele cu orientare sudică, vestică, mai puțin pe cele estice sau nordice, ale versanților dealurilor depresiunii, atât în bazinul vestic, în golful Vârghiș, golful Racoșul de Sus, compartimentul Căpeni, cât și în bazinul estic pe Dealurile Cinodului, baza versanților văii pârâului Baraolt din acest bazin, până în dreptul localității Bățanii Mici. În schimb lipsește în cuveta Bodoș (harta 24).

Preluvosolul roșcat a evoluat pe culmile și versanții nordici, estici, sud-estici, nord-vestici ai unor dealuri cum ar fi: Baraolt Nord (575 m), Dealul Viespii (576,5 m), culmea de 576 m al Dealului Bonța, poalele Vârfului Cetății (614 m), între pădure și lunca pârâului Baraolt. Ocupă suprafețe destul de mici în bazinul vestic fără a se extinde în bazinul estic (harta 24).

Luvosolul tipic este prezent pe o suprafață mult mai mare de cât preluvisolul roșcat, de fapt ocupă aproape toate glacisurile dealurilor din bazinul vestic, precum și majoritatea culmilor care se situează altitudinal între 580 – 610 m, apoi în bazinul estic pe fruntea de orientare sudică a platoului vulcanic din dreptul localității Bățanii Mari, în sudul cuvetei Bodoș, pe versanții de orientare sud-estică a Dealului Românilor (harta 24).

Luvosolul albic a evoluat pe culmile dealurilor Doboșeni Nord (641,6 m), Dealul Rotund (616,5 m), Mesteacănul Mare (630,5 m), apoi în bazinul superior al pârâului Agriș, versanții pârâului Rica de la intrarea în depresiune, căptușesc aproape în întregime cuveta Bodoș. Au o extensiune mult mai mare în bazinul estic ocupând majoritatea versanților și culmilor între 600 și 670 m altitudine (harta 24).

Solurile din această clasă, care sunt prezente în depresiune, sunt profunde, cu textură mijlocie-fină la suprafață și fină pe profil, de la slab până la puternic acide cu conținut mic-mijlociu de humus.

Clasa cambisolurilor este slab reprezentată, *eutricambisolul* ocupând areale foarte mici, ce însumează aproape 0,6 km² în bazinul vestic. Există două asemenea areale la extremitățile acestui bazin: unul în sud, pe stânga râului Olt, la capătul vestic al comunei Augustin, la baza unui versant de orientare nordică. Celălalt tot la baza versantului de orientare nord-vestică al Dealului Fântâniei (637,1 m), pe malul stâng al Cornoșului, în dreptul localităților Filia și Brăduț (harta 24).

Eutricambosolul tipic este un sol mai puțin evoluat, format pe roci și materiale minerale slabe în baze, cu un orizont cambic (Bv) format prin levigare parțială sau totală a sărurilor din profil. Substratul mineral este alterat activ, cu formarea de noi minerale, fără însă ca acestea să migreze pe profil. În Depresiunea Baraoltului aceste soluri sunt moderat profunde, au textură

mijlociu-grosieră cu frecvente materiale scheletice, slab acide, tipul de humus este mull, mull-moder.

Pe versanții văilor adânci și umbrite ale platoului vulcanic, unde temperatura medie multianuală poate scădea în jurul valorii de 6°C, precipitațiile sunt ridicate, pe de o parte datorită conului de umbră exercitat de culmile de peste 1300 m ale aparatelor vulcanice ale Harghitei de Sud cât și datorită pădurilor de fag, ducând la formarea unui alt tip al clasei cambisolurilor, al districambosolului.

În condițiile descrise mai sus, transformarea resturilor organice are loc printr-un proces mai greoi, astfel humusul se formează încet, acesta fiind alcătuit preponderent din acizi fulvici. Predomină, însă, cantitățile mari de materie organică care este în curs de humificare. În ceea ce privește componenta anorganică a acestui tip de sol, este alcătuit din materiale puternic alterate, care împreună cu acizii huminici rămân în partea superioară a solului și alcătuiesc complexe organo-minerale.

Textura este mijlocie, are un conținut mic de humus, care este de tip mull-moder, cu un orizont organic nehidromorf, iar suprafețele ocupate de acest tip de sol se ridică la 2,2 km².

Având în vedere alcătuirea petrografică al platoului vulcanic din vulcano-sedimente cu preponderența andezitului piroxenic, rocă efuzivă neutră, aici s-a format *andosolul* (clasa andisoluri). În cazul formării acestui sol este caracteristică debazeificarea și acidifierea puternică, cu acumulare intensă de humus de culoare închisă având un grad scăzut de saturație în baze. Textura este nediferențiată pe profil, nestructurată, iar capacitatea de apă utilă, permeabilitatea și porozitatea prezintă valori mari, de asemenea, conține mult humus brut dar acid.

Pe abrupturile de pe marginea platoului vulcanic din nord-est apare *litosolul* (din clasa protisoluri (harta 24). Materialul parental este prezent în primii 40 și 60 cm, deci profilul este puțin profund. Solificarea fiind foarte redusă pare că evoluția solului este într-un stadiu incipient. Textura și structura sunt slab evidențiate, conținutul de humus și de substanțe nutritive sunt reduse și prezintă o debazeificare puternică.

Activitatea omului a influențat și influențează evoluția solurilor atât prin practicarea agriculturii cât și prin deranjarea totală, decapitarea profilului de sol. În astfel de condiții, în sistemul român de clasificare, a fost nevoie de desemnarea unei alte clase de sol și anume clasa antrisolurilor.

Într-o depresiune, care este locuită încă din perioada neolitică, unde în prezent există 51 de localități, deci un grad puternic de antropizare, nu poate fi scăpată din vedere această clasă.

În primul rând, se pot aminti arealele din afara carierelor cu procese geomorfologice actuale de eroziune areolară de pe drumurile cirezilor din apropierea fiecărei localități, apoi alunecările de teren de mici dimensiuni de la Vârghiș, Doboșeni și versantul drept al pâ râului Baraoltului între localitățile Baraolt și Biborțeni. Pe aceste areale, din clasa antrisoluri se identifică *erodisolul*.

În al doilea rând pe arealele construite ale depresiunii cu lucrări de construcții, cu rearanjări ale profilului de sol, cu acoperirea acestuia cu pietriș, beton și asfalt se identifică antrosolurile.

Solul a suferit cele mai ample transformări pe arealele de exploatare miniere. Suprafața carierelor Vârghiș, Racoș Vest, evoluează natural în urma abandonării lucrărilor. Procesele de solificare de pe halde și celelalte suprafețe au început imediat dar nu se pot deosebi orizonturi de diagnostic. Cariera de la Bodoș, închisă și ecologizată, nu a reprimat stratul de sol decopertat întrucât acesta nu a fost depozitat separat. Sterilul rearanjat, fără posibilitate de identificare a orizonturilor de sol, a fost însămânțat cu trifoi. Pe toate aceste areale evoluția solurilor a reînceput și se poate afirma că acesta se află într-un stadiu incipient. Din această cauză toate aceste areale se pot include ca purtătoare ale clasei protisolurilor, a tipului entiantrosol. Acest tip de sol se poate identifica și pe lunca Cormoșului între Stația de captare a apei și cariera Racoș Sud unde s-au desfășurat lucrări hidrotehnice de mutare a albiei și îndiguiri. Digurile au fost înălțate prin decapitarea profilului solului preexistent, ca de altfel și pentru realizarea terasamentului căii ferate despre care s-a mai amintit. Lucrări asemănătoare s-au executat și pe lunca pâ râului Baraolt între localitățile Baraolt și Biborțeni, areale care se includ ca aparținând acestui tip de sol.

Așadar pe suprafața depresiunii se identifică șapte clase și cincisprezece tipuri de sol: clasa protisoluri cu aluvisol, litosol, entiantrisol, clasa cernisoluri cu faeoziom cambic și faeoziom argic, clasa luvisoluri, ocupând cele mai mari areale, cu preluvisol tipic, preluvisol brun-roșcat, luvisol tipic și luvisol albic, clasa cambisoluri cu eutricambisol, și districambisol, clasa andisoluri cu andosolul, clasa hidrisoluri cu gleisolul și clasa antrisoluri cu antrosol și erodosol.

Disponerea spațială prezintă diferențieri evidente între cele două bazine ale depresiunii. În bazinul vestic sunt prezente 13 tipuri de sol, din cele 15 identificate, cu extindere destul de mare a faeoziomurilor și luvisolurilor pe când în cel estic sunt 10 tipuri, din cele 15, cu extinderea cea mai mare a luvisolurilor și existența unor soluri considerate tipice pentru zonele montane și zone vulcanice – districambosolul și andosolul.

Se poate nota o oarecare simetrie a dispunerii tipurilor de sol pe versanții principalelor văi, de asemenea o dispunere după orientare: pe versanții sudici predomină preluvisolul tipic, pe cel nordic luvosolul tipic. Părțile superioare ale versanților și culmile prezintă tipuri de sol mai evaluate decât părțile inferioare și luncile.

Intervenția omului se evidențiază atât prin existența clasei antrisolurilor cât și prin entiantrosol din clasa protisoluri. Așadar, omul, nu numai că a intervenit în pedogeneză pe arealele construite dar a creat premisele reînceperii acestui proces în arealele de exploatare la suprafață a cărbunelui.

9.1. Corelații între climat – relief – scurgere – vegetație – componenta edafică

Pedogeneza care se desfășoară la nivelul unei porțiuni a învelișului geografic, este un proces în care se reflectă interacțiunile, condiționările dintre toate componentele sale. Ceea ce rezultă este „oglinda”, sinteza concretizată material, a tuturor acestor interacțiuni, corelații, procese desfășurate în decursul unui interval de timp. Dacă se reduce scara de abordare la nivelul procesului de pedogeneză atunci factori precum litologia și relieful se consideră a fi relativ stabili, iar temperatura, regimul hidric – date de climatul și scurgerea din arealul respectiv – tipul de vegetație, activitatea societății omenești sunt cei care variază mult mai mult.

În cazul Depresiunii Baraolt deși au fost amănunțit analizați toți acești factori, totuși se impune punctarea sintetică a corelațiilor care se pot între ei și care au dus la formarea și evoluția învelișului edafic actual.

Așa cum s-a menționat în capitolul 9, în depresiune, se pot deosebi trei sectoare pedogeografice: 1) sectorul luncilor, 2) sectorul terasei fluvio-lacustre și fluviale și 3) sectorul versanților și al culmilor. Această divizare este impusă preponderent de către relief. De aceea, este necesar să încercăm a pune în evidență modul în care acest factor, interacționând cu ceilalți componenți ai geocomplexului, se reflectă în specificitatea edafică a depresiunii.

1) Sectorul luncilor. Acesta se întinde între 463 m, altitudinea cea mai coborâtă a depresiunii, și altitudinea la care principalele ape curgătoare acced în aria aflată în studiu: 509 m (în cazul Vârghișului), 530 m (în cazul Cormoșului și al Ozuncăi) și chiar 605 m în cazul Baraoltului. Pantele variază între 0 și 2°, cu întreruperi – praguri – în care acest declivitatea crește între 2 și 5°. Densitatea rețelei hidrografice înregistrează cele mai mari valori datorită faptului că pe aceste suprafețe apele curgătoare meandreează și confluează, iar valorile se situează peste 2km/km² ajungând la valoarea maximă de 3,859km/km².

Aceste coordonate morfometrice și morfologice condiționează temperaturi medii anuale asemănătoare cu cea de la stația meteorologică Baraolt (508 m) – 7,8°C. Inversiunile termice,

caracteristice anotimpului rece, pot rezulta dintr-o oarecare diferență (neverificată nici în teren dar nici pe încercările de modelare matematică) a variației temperaturii cu altitudinea.

Dacă se face referire la cantitatea de apă ce ajunge pe aceste suprafețe, ca factor hidric al pedogenezei, se poate nota un interval de 628,7 – 674,7 mm precipitații medii multianuale pe perioada 2003 – 2010. Având în vedere slaba înclinare a acestor terenuri există o suspiciune de stagnare a lor. La această cantitate de apă meteorică se adaugă posibilitatea revărsărilor apelor curgătoare la viiturile cauzate ori de topirea zăpezilor ori de cantitățile mari de precipitații din lunile mai și iunie. Nu trebuie scăpate din vedere nici apele de șiroire de pe versanți. Astfel aportul de factor hidric pe metru pătrat de sol poate să fie mult mai mare decât cel provenit din precipitații. În asemenea condiții stagnarea nu mai este o posibilitate ci o certitudine, care se reflectă într-unul din principalele procese pedogenetice actuale și anume gleizarea.

Revărsarea apelor curgătoare la viituri are un alt efect și anume aportul de substanțe minerale – aluviuni. Astfel aceste suprafețe pot fi acoperite periodic de materialul mineral în suspensie adus de apele revărsate. Aceste fenomene pot fi considerate praguri în evoluția solurilor din lunci, iar procesul de pedogeneză reîncepe sub alte dimensiuni după retragerea apelor. Așa se explică faptul că aceste areale sunt acoperite, pe lângă gleisoluri și de aluvisoluri.

Dezvoltarea vegetației acestui sector pedogeografic este condiționată în primul rând de excesul de umiditate. Pe malurile apelor curgătoare cresc specii higrofile: specii de sălcii (*Salix* sp.), arin (*Alnus glutinosa*), iar în zonele de băltire temporară papură (*Typha* gen.), stuf (*Phragmites australis*), rogoz (*Carex gracilis*), pipirig (*Juncus effusus*), păiușul bălților (*Deschampsia caespitosa*). Pe acele areale pe care se întinde aluvisolul sunt pajiști cu predominanța ierbii câmpului de stepă (*Agrostis stolonifera*) și al pirului târâtor (*Agropyron repens*).

Materia organică ce se formează din resturile acestor plante este de tip mull, mai ales în zonele cu soluri gleice. În general prezintă o activitate biologică bună, iar conținutul de humus este în jur de 2% la aluvisoluri și 3-4% la gleisoluri.

Se poate conchide că, în cazul sectorului pedogeografic al luncilor, pe lângă relief, factorul pedogenetic dominant este apa.

2) *Sectorul terasei fluvio-lacustre și fluviale.* Ecartul de altitudine în care se desfășoară această formă de relief este de cuprins între 465 și 550 m, puțin mai mare în zona Racoșul de Sus, de până la 560 m. În ceea ce privește pantele trebuie făcută o distincție între frunte (6-10°, 10-15°) și pod (0-2°). Dacă terenul are o declivitate mai mare de 2°, se pune deja problema orientării acesteia față de Soare și a vânturilor dominante. În cazul teraselor situate în depresiune predomină orientările sud-vestice, vestice și sudice. Densitatea rețelei de ape

curgătoare are valori mici de la 0-1 km/km² (Tălișoara și Racoșul de Sus) la 1-2 km/km² în arealele în care această formă de relief este străbătută de un afluent scurt semipermanent.

Condițiile climatice pot fi caracterizate de valorile elementelor climatice calculate pentru stația meteorologică Baraolt, întrucât ea se află pe podul terasei fluvio-lacustre de pe malul stâng al Cormoșului (analizate în capitolul 6).

În asemenea condiții de relief, temperatură și precipitații vegetația teraselor este cea de pajiște predominând următoarele specii cu rol indicaror, cum ar fi: iarba câmpului (*Agrostis tenuis*), păiușul roșu (*Festuca rubra*), păiușul de livadă (*Festuca pratensis*) și ovăscior auriu (*Trisetum flavescens*).

Din conlucrarea acestor factori pe acest sector pedogeografic se dezvoltă solul faeoziom cambic, iar pe suprafețe foarte mici și faeoziomul argic, care este predominant.

Se poate menționa că diferențele de insolație rezultate din diversa expoziție la soare, care ar trebui să se reflecte în diferențe de temperatură și de procese elementare de solificare, nu se pun în evidență la acest tip și subtip de sol. Astfel, întreaga arie acoperită de terasa fluvio-lacustră din bazinul vestic și cea fluvială din bazinul estic se remarcă prin evoluția aceleiași faeoziom argic.

Vegetația ierboasă, în astfel de condiții climatice și de material parental bogat în elemente bazice, ajută la formarea de humus mull care, amestecat cu partea minerală a solului, conduce la evoluția unor complexe argilo-huminice de culoare negricioasă. Cantitatea de precipitații, ce depășește valoarea de 600 mm, este răspunzătoare de declanșarea proceselor de iluviere al carbonaților (orizont Bv: faeoziom cambic), al humusului, care pătrunde și în orizontul subiacen celui Am, precum și al argilei (orizont Bt: faeoziom argic).

Aceste soluri, din sectorul pedogeografic al teraselor, sunt cele mai fertile din Depresiunea Baraolt.

3) *Sectorul versanților divers înclinați și al culmilor*, reprezintă cel mai complex sector pedogeografic al depresiunii având în vedere faptul că multitudinea de elemente morfografice și morfometrice se reflectă corespunzător prin diversificarea tipurilor din acest sector.

Altitudinile se înscriu între 550 m și 728 m iar suprafețele de teren prezintă o declivitate extrem de diversă (cu mențiunea că nu există teren orizontal). Densitatea rețelei hidrografice prezintă valorile cele mai mici pe versanți și culmi (1-2 km/km²), iar scurgerea medie, la nivelul acestora, se situează între 3 și 4 l/s/km².

În ceea ce privește factorul climatic, se poate avea în vedere gradientul termic de 0,5-0,6°C la 100 m, eventualele diferențe termice putând apărea în funcție de expoziție, înclinare, creșterea cantității de precipitații în corelație cu altitudinea (mai ales pe marginea nordică, nord-

estică și estică a depresiunii apar asemenea condiționări impuse de înălțimile (de peste 1000 m) ale culmilor Munților Harghitei. Pentru perioada în care s-au putut face comparații între valorile de precipitații înregistrate la posturile pluviometrice Vârghiș (bazinul vestic, 674,7 mm la 494 m altitudine), Bățani (bazinul estic 628,7 mm la 510 m) și stația meteorologică Baraolt (633,7 mm la 508 m), nu se confirmă o creștere a precipitațiilor în raport cu altitudinea, ci mai degrabă influențele montane amintite anterior.

Vegetația existentă înaintea intervenției omului a fost cea de pădure de foioase, confirmată de existența mullului forestier de culoare brună în profilul de sol, de reacție moderat acidă și slabă saturație în baze, între 20 și 60%. În prezent aportul de substanțe organice este asigurat de pajiștile secundare pe terenuri de fânețe și pășuni, iar pe cele arabile de fertilizarea artificială.

În acest sector pedogeografic, cu toate că predomină clasa luvisolurilor, se remarcă diversificarea pe tipuri și subtipuri a acestei clase în funcție de altitudine și de expoziția versanților.

Cel mai puțin evoluat, din această clasă, – preluvisolul tipic – ocupă părțile inferioare ale versanților predominant între 480 și 580 m, foarte rar depășind 600 m altitudine. Expoziția acestora este în principal sudică, sud-vestică, vestică, dar în bazinul estic sunt prezenți și versanți estici și sud-estici acoperiți cu acest sol.

Luvosolul tipic a evoluat aproape pe același ecart de altitudine, dar depășind mai frecvent 600 m, și pe versanții cu orientare predominant nordică, nord-vestică, nord-estică, unde temperaturile sunt mai scăzute, stratul de zăpadă se menține un timp mai îndelungat și umiditatea este mai ridicată.

Cu creșterea altitudinii și implicit a cantității de precipitații, părțile superioare ale versanților și culmile sunt acoperite de luvosolul albic. La formarea sa a contribuit în mare parte și vegetația care, și în prezent, este de pădure, îndeosebi pe culmi. Aceste suprafețe predomină în bazinul estic, unde influența predominantă nu este cea a expoziției versanților ci altitudinea, în funcție de care cresc cantitățile de precipitații și se intensifică procesele de iluviere. Acest tip de sol este cel mai evoluat din clasa luvisolurilor.

Platoul vulcanic, ca formă de relief introduce, prin înălțimea sa și prin adâncimea văilor care îi intersectează (energia reliefului poate ajunge și chiar depăși aici 100 m) un microclimat și o asociație vegetală, care duce la procese pedogenetice neobișnuite pentru o depresiune. Pe arealele umbrite, umede și mai reci ale văilor acestui platou vulcanic, unde predomină pădurile de fag și amestec, în evoluția solurilor au apărut procesele de eluviere ale oxizilor și hidroxizilor de fier provenite din materialul parental de tip vulcanic puternic alterat. Din conlucrarea

factorilor sus amintiți, pe aceste suprafețe s-a dezvoltat clasa cambisolurilor, care este reprezentată de două tipuri de sol: districambosolul în nord-estul bazinului estic și al eutricambosolului în extremitatea sudică și nordică a bazinului vestic.

Tot specificitatea platoului vulcanic impune și alte două tipuri de sol. Aglomeratele vulcanice din care este alcătuit, prin alterarea puternică, la care au fost supuse, într-un climat mai rece decât în restul depresiunii, (la 728,1 m s-a calculat o medie multianuală în jur de 6,5°C) și cu precipitații mai bogate (datorită proximității față de zonele mai înalte, peste 1300 m, corespunzătoare aparatelor vulcanice ale Harghitei de sud), au format materiale coloidale amorfe numite de pedologi allofane. La acestea se adaugă materia organică de natură lemnoasă și ierboasă (în trecut platoul vulcanic a fost acoperit de păduri de fag și de amestec, în prezent sunt pajiști secundare), care prin descompunere lentă duce la formarea unui humus dominat de acizii fulvici. Allofanele împreună cu această materie organică formează complexe huminico-allofanice specifice andosolurilor.

Cel de al doilea tip de sol impus este litosolul. La partea superioară a versantului stâng al văii pârauului Bradul Mare, sub arealele netede, ușor bombate ale culmilor Dealului Ulmului, Dealul Pietros și pe sub Vârful Herculan (728,1 m), unde panta este mai mare de 25°, iar profilul de sol este subțire cu material parental imediat sub orizontul A și el subțire, sub 20 cm.

Așadar, cele trei sectoare pedogeografice s-au impus, în primul rând, în funcție de relief, care direcționează semnificativ manifestările celorlalti factori pedogenetici. Totuși, în anumite situații și alți factori pot deține rolul dominant, precum, de exemplu apa în cazul gleisolurilor. Apoi roca, conținând cantități suficiente de carbonați, în condiții de temperaturi mai mari de 7,5°C și de precipitații cuprinse între 550 și 600 mm/an, favorizează formarea faeoziomurilor. Odată cu creșterea altitudinii, modificarea unghiului de pantă, diversificarea expoziției intervin și modificări în starea factorilor pedogenetici, ceea ce face ca și tipurile de sol să se diversifice, iar dispunerea lor spațială să devină etajată.

9.2. Susceptibilitatea la eroziunea solului

Modelul de susceptibilitate la eroziunea solului elaborat pentru Depresiunea Baraoltului, din dorința de a conferi și o dimensiune practică analizei de față, oferă informații utile în ceea ce privește areale pe care agricultorii depresiunii ar trebui să folosească într-un anumit scop, bine definit, prin practici care să protejeze mijocul lor de producție cel mai important – solul.

Între procesele naturale sau induse de om, care intervin și au o acțiune negativă asupra evoluției actuale a solului se numără și eroziunea solului. Factorii care contribuie la acest proces pot fi grupați în factori dinamici, cum este energia cinetică a apei, care se manifestă prin

intermediul pantei și energia vântului, și în factori statici, respectiv proprietățile solului, modul de utilizare a terenurilor ș.a.

În România, preocupările privind determinarea cantității de sol erodat și transportat au început în anii 1960, iar cel mai utilizat model a fost cel elaborat de Moțoc M. în anul 1963. Acest model a fost succesiv perfecționat până în anul 2002 (Bilașco Șt. și colab. 2009).

La nivel mondial au existat preocupări în acest sens încă din anul 1930, în Statele Unite ale Americii, când s-a început colectarea de date în acest scop. Primul cercetător care a propus un model matematic de calcul al cantității de sol erodat având la bază lungimea și gradul de înclinare a pantei a fost R.W. Zigg, în anul 1940. Modele similare au fost elaborate și de Dwight Smith în anul 1947, G. H. Browning cu alți colaboratori (1947) și Lloyd Eley (1952, cit. De Bilașco Șt. și colab. 2009). Până în anii 1960 au fost propuse mai multe modele, unele incluzând chiar, pe lângă lungimea versanților și gradul de înclinare a acestora, și alți factori determinanți ai eroziunii solului, cum ar fi: tipul de sol, cantitatea de materie organică din sol, consistența covorului vegetal și procedeele utilizate în lucrările agricole.

În anul 1965 Wischemeier și Smith publică, în nr. 282 al Revistei Departamentului american pentru agricultură „Agriculture Handbook”, o ecuație de calcul al eroziunii solului, care a fost folosită din anul 1960 de către acest departament și s-a dovedit a fi cea mai cuprinzătoare elaborată de până atunci.

Această ecuație a rămas cunoscută în literatura de specialitate sub numele de U.S.L.E. (Universal Soil-Loss Equation).

În urma experienței acumulate și dezvoltării modelării matematice ecuația a fost revizuită, îmbunătățită și a apărut R.U.S.L.E. (Revised Universal Soil-Loss Equation), la a cărei elaborare și-a adus o contribuție deosebită K.G. Renard, care a și publicat-o în anul 1985. Această ecuație analizează fiecare factor care contribuie la eroziune (Anghel T. 2008) dar, datorită faptului că s-a realizat calibrarea sa pe baza unităților de măsură anglo-saxone, aceasta a fost mult timp inutilizabilă în Europa: Adaptarea sa la sistemul metric s-a făcut în anul 1992, când a apărut modelul EUROSEM (European Soil-Erosion Model).

În subcapitolul de față s-a utilizat ecuația U.S.L.E. și tehnici GIS, după modelul aplicată de-a lungul timpului de mai mulți cercetători precum: Moore I.D., Wilson J.P., (1992), Mitsova H. et. al. (1998), Mitsova H., Mitsova L., (1999), Patriche C. V. et. al. (2006) și Filip S. (2008). Baza de date necesară a fost în parte elaborată și evaluată la capitolele precedente.

Având în vedere faptul că platforma GIS utilizată pentru determinările anterioare nu se pretează la elaborarea modelului vizat în acest context, a fost necesară transferul bazei de date disponibile și prelucrarea lor în platforma ESRI ARCINFO.

În calcularea eroziunii pe diferite suprafețe, ecuația USLE folosește cinci factori, care reprezintă cuantificarea unei condiții specifice care influențează gravitatea eroziunii solului pe acea suprafață de teren. Ecuația are următoarea formă:

$$E = K \times L_s \times S \times C \times C_s$$

unde E – cantitatea de sol erodat în t/ha/an;

K – factorul de erozivitate pluvială, care reprezintă energia cinetică însumată a ploilor cu nucleu torențial de 30 minute, în decursul unui an;

L_s – coeficient ce este o funcție atât a lungimii cât și a pantei versanților;

S – coeficientul de erodabilitate al solului;

C – coeficient de utilizare a terenului;

C_s – coeficient de corecție, efectul măsurilor de combatere a eroziunii solului.

În ceea ce privește factorul K, deși există studii care vizează determinarea sa pornind de la valorile de precipitații, fie medii anuale, fie maxime lunare, valoarea se poate calcula cu precizie maximă doar experimental, pe parcele amenajate și se aplică la regiuni mai extinse, omogene din punct de vedere climatic.

Pentru România, valorile determinate de Moțoc M. et al. (1975) variază de la 33 MJ mm/ha/h/an în Câmpia de Vest, la 102 MJ mm/ha/h/an pentru Carpații Meridionali și de Curbură. Această ultimă valoare a fost introdusă în ecuație.

Harta înclinării versanților a fost elaborată într-o fază premergătoare și, ulterior s-a calculat lungimea acestora (harta 25). În stabilirea clasificării după lungime a versanților, s-a avut în vedere faptul că în elaborarea modelului numeric al terenului s-a optat pentru o rezoluție de 5 m apoi, după realizarea mai multor tipuri de clasificare, a fost adoptată cea care corespunde cel mai bine realității din teren: pante sub 5 m lungime, apoi, pante între 5,1 – 10 m, 10,1 – 20 m, 20,1 – 50 m și, în sfârșit, pante mai lungi de 50 m. De pe această hartă (harta 25) se poate sesiza foarte ușor faptul că în Depresiunea Baraolt proporții covârșitoare au pantele a căror lungime este sub 5 m, proporție este foarte mică în cazul celor cu lungimea de peste 50 m și, în proporție intermediară, se află pantele cu lungimea cuprinsă între 10,1 și 20 m.

Coeficientul de erodabilitate a solului reprezintă rezistența solului sau a rocii la acțiunea ploilor sau la acțiunea de spălare exercitată de pelicula de apă care se scurge pe versant. Estimarea acestui coeficient s-a bazat pe „Indicatorul 186” folosit în „Metodologia elaborării studiilor de pedologie” publicat de I.C.P.A. în anul 1987.

Pentru solurile din Depresiunea Baraolt au fost determinate patru intervale de erodabilitate (harta 26): între 0,7 – 0,8, între 0,81 – 0,9, între 0,91 – 1 și între 1,01 – 1,1. Cel mai mare coeficient de (1,01 – 1,1) îl au aluvisolurile și entiantrisolurile (tehnosoluri SRTS 2012) din luncile râului Olt și al pâraurilor, precum și din cariere. Cel mai mic coeficient, în schimb, de (0,7 – 0,8) îl are faeoziomul de pe terasa fluvio-lacustră. Celelalte soluri se încadrează în intervalele de la 0,81 la 1.

Coeficientul de utilizare a terenului este un coeficient de corecție, care se calculează ca un raport între eroziunea solului de pe un teren cu o anumită vegetație și eroziunea de pe un teren fără vegetație. Pentru Depresiunea Baraoltului valorile de la 0 la 1 se pot grupa astfel (harta 27): suprafețe cu coeficient între 0 și 0,005, caracteristice în primul rând arealelor împădurite și zonelor cu vegetație higrofilă din lunca Oltului și a unor pârauri ca Dungo, Agriș, suprafețe cu un coeficient între 0,005 și 0,2, care ocupă suprafețe extrem de mici, suprafețe cu un coeficient între 0,2 și 0,8, care ocupă în special arealele de fâneată și suprafețe cu un coeficient între 0,8 și 1, răspândite pe terenurile arabile și de pășunat.

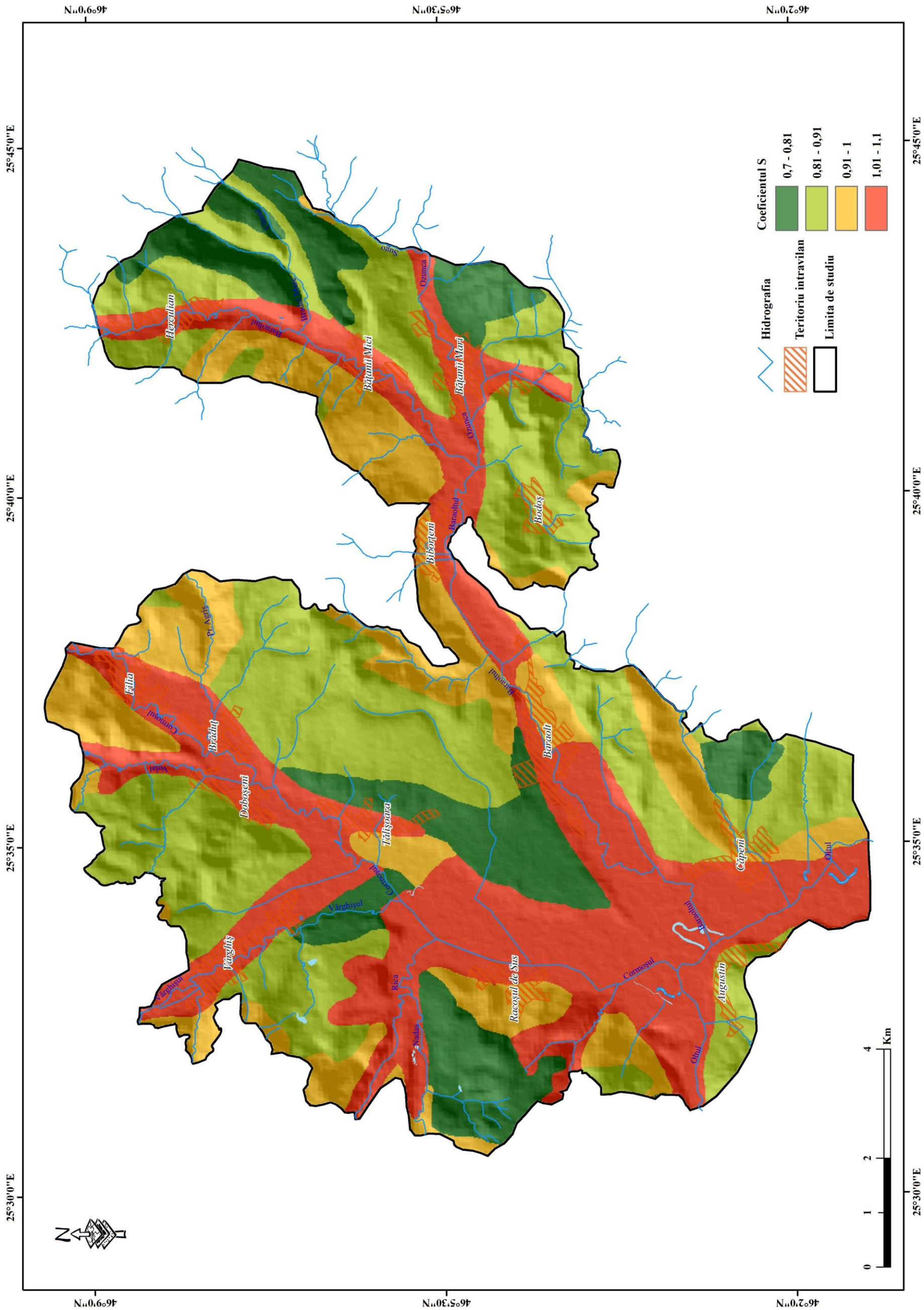
Astfel, ne stau la dispoziție toate elementele, toți factorii necesari pentru a le introduce în ecuație. Utilizând platforma GIS, Esri ArcGis, în care s-au suprapus gridurile obținute anterior, precum și ecuația amintită, s-au putut calcula valorile eroziunii solului pentru Depresiunea Baraolt, care sunt cuprinse între 0 și 2 t/ha/an.

Platforma GIS ne permite o analiză cantitativă a modelului de eroziune medie a solului în depresiune (harta 28) și de asemenea, oferă informații despre acest fenomen, utilizabile în eventualele lucrări de îmbunătățiri funciare de combatere a eroziunii.

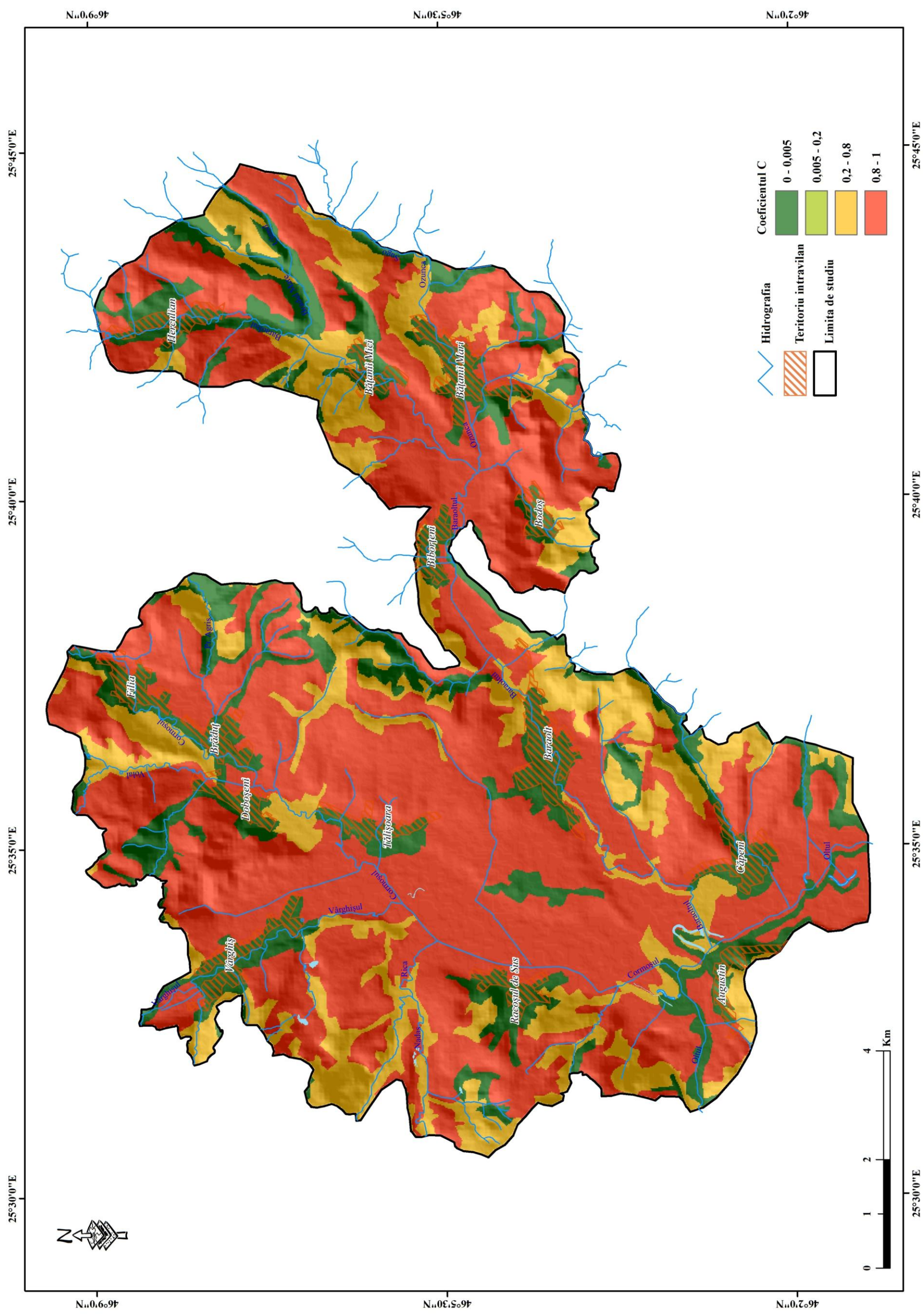
La nivelul întregii depresiuni predomină suprafețele unde eroziunea solului are valori cuprinse între 0 – 0,1 h/ha/an, totalizând 87,5 km², adică 60,74% din suprafața totală (fig. 57). Se remarcă aici, în primul rând, luncile Oltului și ale pâraurilor, apoi fruntea împădurită a platoului vulcanic, culmile plane sau ușor bombate și porțiunile nebrăzdate de văi mici ale terasei fluvio-lacustre. Această proporție mare a arealelor cu eroziune redusă se datorează și ponderii mari deținute de versanții scurți, de sub și de 5 m.

A doua categorie este cea a terenurilor cu o eroziune a solului cuprinsă între 0,1 – 0,5t/ha/an, care acoperă 35,82 km², adică aproape un sfert 24,87% din suprafața depresiunii. Acestea se află răspândite în petece pe toată suprafața depresiunii, în areale cu pante reduse folosite ca fânețe sau livezi.

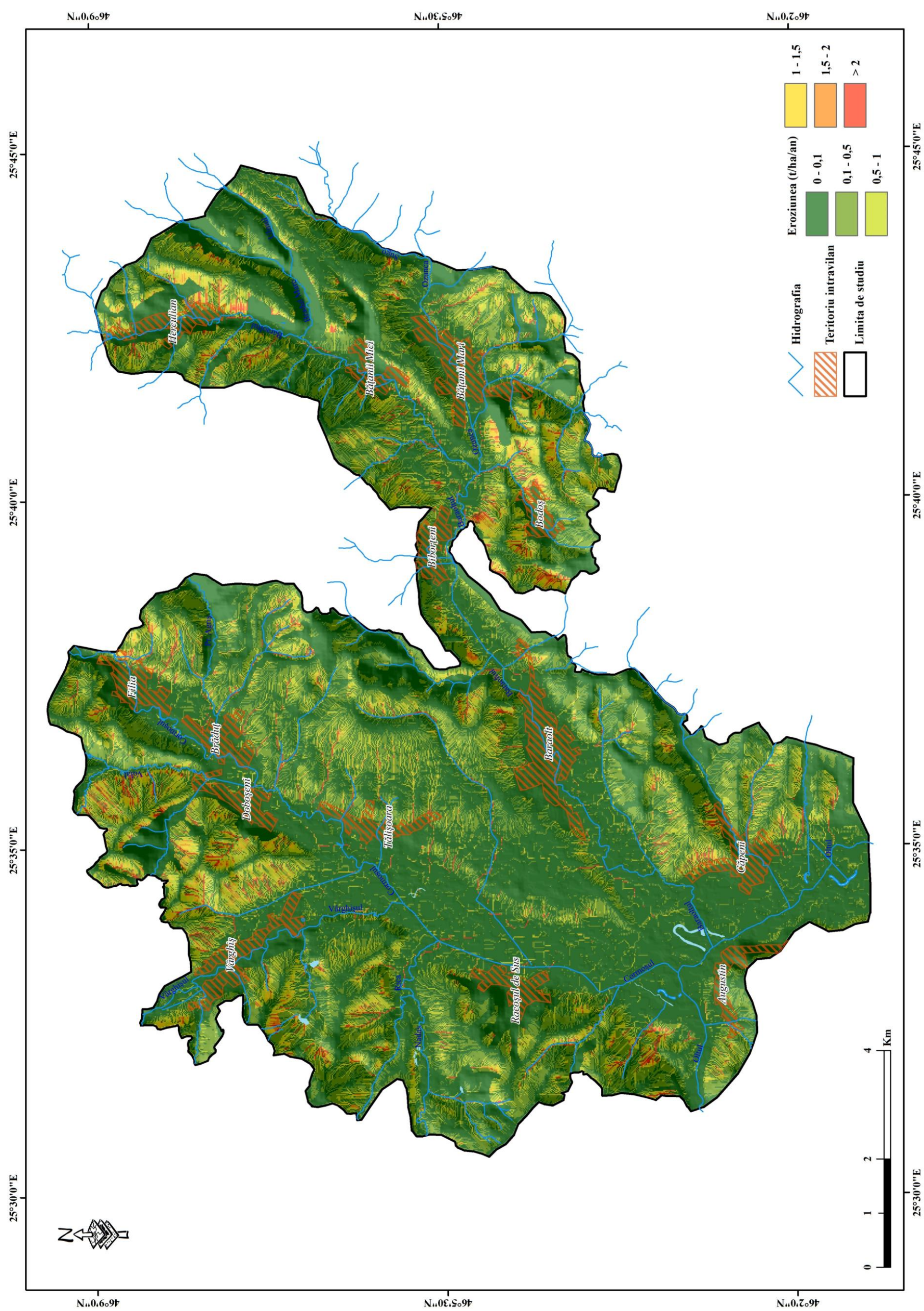
În continuare, urmează terenurile care prezintă cantități de 0,5 până la 1 t/ha/an, ocupând 12,16 km², aproape 8% din suprafața depresiunii și acestea sunt dispuse tot insular în cadrul arealului studiat.



Harta nr.26: Harta susceptibilității la eroziune în funcție de coeficientul de erodabilitate a solurilor Depresiunii Baraoltului



Harta nr. 27: Susceptibilitatea la eroziunea solului în funcție de coeficientul de utilizare a terenului.



Harta nr. 28: Depresiunea Baraoltului – Harta susceptibilității la eroziunea solului.

Urmează apoi terenurile cu rate de eroziune cuprinse între 1 – 1,5 și 1,5 – 2 t/ha/an, care însumează 4,61 respectiv 1,79 km², adică doar 3,2% și 1,24% din suprafața depresiunii.

Ele se găsesc pe fruntea terasei fluvio-lacustre, pe cea a platoului vulcanic neacoperit de păduri și pe versanții dealurilor: Hotarului (620,7m), Doboșeni Nord (641,6m), Vârghiș Vest (751,3m), Boldi (676m), Vârful cu Păr (627m), Dealul Pustnicului (566,9m) din bazinul vestic, iar din bazinul estic versanții Dealurilor Cinodului, Dealul Scândurii (641,6m), Mestecănișului Mic (626,3m) și Gaura Mică (623m).

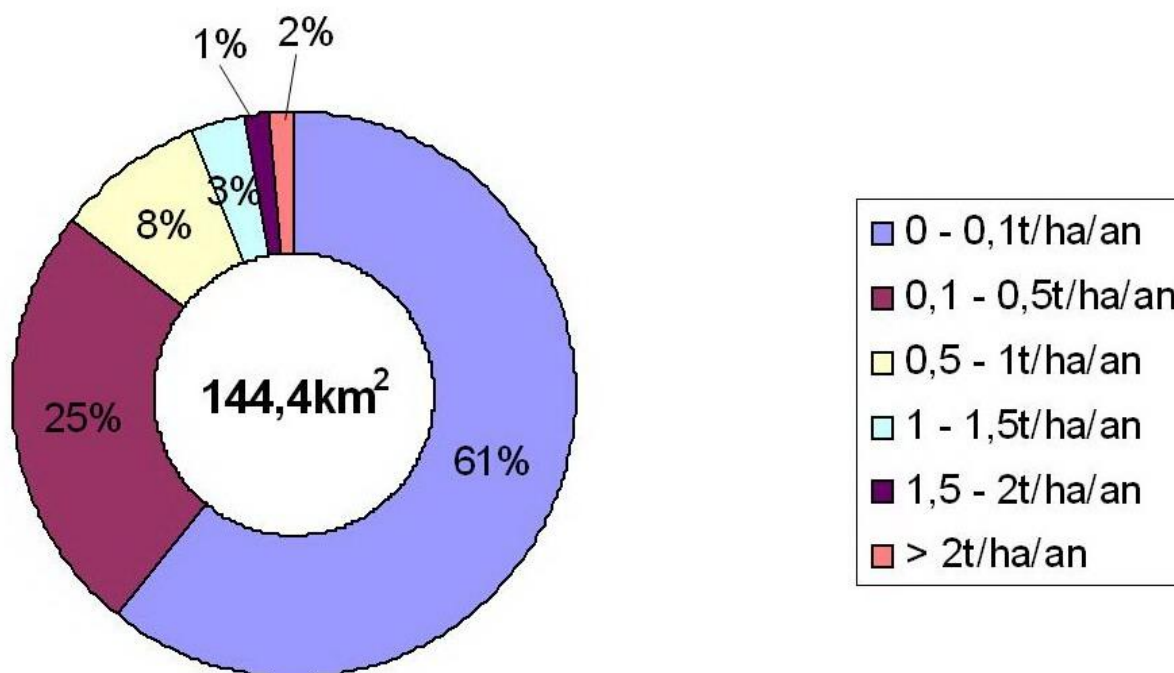


Fig. nr.57. Distribuția procentuală a suprafețelor cu cantitățile de sol erodat.

A doua categorie este cea a terenurilor cu o eroziune a solului cuprinsă între 0,1 – 0,5t/ha/an, care acoperă 35,82 km², adică aproape un sfert 24,87% din suprafața depresiunii. Acestea se află răspândite în petece pe toată suprafața depresiunii, în areale cu pante reduse folosite ca fânețe sau livezi.

În continuare, urmează terenurile care prezintă cantități de 0,5 până la 1 t/ha/an, ocupând 12,16 km², aproape 8% din suprafața depresiunii și acestea sunt dispuse tot insular în cadrul arealul studiat. Urmează apoi terenurile cu rate de eroziune cuprinse între 1 – 1,5 și 1,5 – 2 t/ha/an, care însumează 4,61 respectiv 1,79 km², adică doar 3,2% și 1,24% din suprafața depresiunii. Ele se găsesc pe fruntea terasei fluvio-lacustre, pe cea a platoului vulcanic neacoperit de păduri și pe versanții dealurilor: Hotarului (620,7m), Doboșeni Nord (641,6m), Vârghiș Vest (751,3m), Boldi (676m), Vârful cu Păr (627m), Dealul Pustnicului (566,9m) din

bazinul vestic, iar din bazinul estic versanții Dealurilor Cinodului, Dealul Scândurii (641,6m), Mestecănișului Mic (626,3m) și Gaura Mică (623m).

Rata cea mai mare de eroziune, de peste 2 t/ha/an, ocupă areale restrânse ce însumează doar 2,14 km², respectiv 1,5% din suprafața depresiunii. Acestea se află la partea superioară a versanților dealurilor amintite mai sus (creșterea lungimii și pantei versanților), pe fațada vestică neîmpădurită a platoului vulcanic din dreptul localității Herculian (teren folosit ca arabil și fâneată) și în arealele de obârșie ale unor văi mici și pe suprafața carierelor.

Ca și concluzie se poate afirma, că principalii factori care influențează cantitatea de sol erodat sunt, pe de o parte, modul de utilizare a terenului și, în acest caz, se pot exemplifica valorile foarte mici în arealele împădurite și valorile de peste 2 t/ha/an existente pe suprafața carierelor de lignit, iar pe de altă parte, lungimea și înclinarea pantelor. În cel de-al doilea caz, se exemplifică prin valori reduse suprafața luncilor, a podului terasei fluvio-lacustre și a platoului vulcanic. Cu valori mari se remarcă fruntea neîmpădurită al aceluiași platou.

CAPITOLUL 10 – STRUCTURA PEISAGISTICĂ ȘI CALITATEA MEDIULUI ÎN DEPRESIUNEA BARAOLTULUI

10.1. Scurte considerații de ordin teoretic

În demersul nostru, vizând realizarea unui studiu integrat de geografie fizică privind Depresiunea Baraoltului, am considerat necesară, tocmai în vederea satisfacerii acestui deziderat, și investigarea particularităților peisagistice ale teritoriului, atât în sens tipologic și structural, cât și prin prisma dinamicii lor specifice și calității mediului.

Termenul de peisaj (de la cuvântul francez-*Paysage*, în germană, *landschaft*) a fost folosit întâia oară, cu conotație geografică de către A. Hommeyer, în anul 1805, cu sensul de „privești” văzută dintr-un punct dominant de observație. A fost preluat în literatura naturalistă din Rusia secolului al XIX-lea și începutul secolului al XX-lea de către Semionov Tian-Șanski, Anucin, Docuceaev, Berg, Borzov ș.a., cu sensul de peisaj (*landșaft*) natural. Pe această filieră termenul a pătruns și în literatura românească.

În 1907, O. Schluter a introdus termenul de *landșaft cultural* (*kulturlandschaft*), pe considerentul că omul tindea să se afirme ca un factor tot mai important în modificarea peisajelor naturale iar, mai târziu, C. Sauer (1925), consideră chiar că omul este un „producător” de „*peisaje culturale*” ce se succed celor naturale.

O etapă importantă în evoluția conceptului s-a derulat prin deceniul șapte al secolului trecut, când școlile geografice germană, sovietică și franceză (reprezentate de nume consacrate precum K. Troll, E. Neef, în cea germană, V.B. Soceava, V. Isacenko, G. I. Preobrajenski, G. D. Richter ș.a., în cea ex-sovietică, G. Bertrand, M. Deploux, F. Taillefer, J. Tricart, R. Brunet, R. Richard ș.a., în cea franceză (citați de D. Petrea, 2005) au avut contribuții semnificative în special în ceea ce privește consacrarea accepției de *peisaj ca tot integrat*, promovându-se în, această ipostază, demersurile îndreptate spre descifrarea structurii (sistemice) și funcționalității considerate proprietăți definitorii care stau la baza individualității fizionomice a peisajului.

Afirmarea spiritului postmodern în știință, spre sfârșitul secolului trecut, a readus oarecum în atenție sensul clasic al noțiunii, în care accentul se pune pe fizionomia peisajului, trăsătură prin excelență calitativă ce oferă importante indicii privind conținutul și determinările peisajul în sine (punct de vedere susținut și elocvent argumentat și de către V. Mihăilescu, 1968). Oarecum, în acest spirit sunt și definițiile date peisajului de către I. Donisă (1987): „...înfățișare a unei porțiuni din suprafața terestră, ca urmare a interacțiunilor dintre natură și societate, deci din funcționarea sociogeosistemului” sau D. Petrea (2005): „unitate teritorială,

de dimensiuni variabile, caracterizată prin trăsături specifice, conferite de relativa sa omogenitate structurală, funcțională și fizionomică ce decurge (la rândul ei) dintr-un anumit tip de combinare, interacțiune și integrare spațio-temporală a geocomponenților”.

În același context paradigmatic se remarcă și apariția abordării peisajului de pe poziții subiective prin „examinarea reacțiilor subiective generate de către ‚locuri’ asupra oamenilor” (D. Petrea 2005). În acest context au apărut contribuții de referință precum cele ale lui Yi-Fu Tuan (1974), Buttner Anne (1996).

În studiul de față am optat pentru accepția ce pune accentul pe latura, calitativă, fizionomică a peisajului ce devine astfel un indicator al stărilor geografice definitorii ale teritoriului.

10. 2. Aspecte privind tipologia și dinamica peisajelor din Depresiunea Baraoltului

Prin evaluarea componentelor ce alcătuiesc geocomplexul depresionar, a corelațiilor dintre acestea (din au rezultat principalele relații de funcționalitate ale întregului teritorial) și analiza calitativă a asocierilor spațio-temporale dintre geocomponenți materializate în estetica și fizionomia peisajului, am ajuns la constatarea că în aria depresionară studiată coexistă trei tipuri reprezentative de peisaj: *peisajul pădurilor de gorun și de amestec*, care intră în categoria peisajelor naturale, *peisajul agricol* și *peisajul așezărilor și al exploatărilor miniere* (din categoria peisajelor antropice).

În încercarea de a modela peisajele reprezentative ale Depresiunii Baraoltului s-a întocmit o bază de date din produsele GIS executate până la acest punct al studiului. Această bază de date cuprinde: modelul numeric al terenului depresiunii, harta înclinării pantelor (harta 9), harta densității fragmentării (harta 8), harta vegetației (harta 23), harta solurilor (harta 24), harta cu perimetrele construite și cu limitele exploatărilor miniere în carieră, respectiv harta utilizării terenului.

Pentru a putea determina relațiile spațiale dintre unitățile de peisaj este necesară stabilirea unor parametri calitativi și cantitativi. Primii se referă la tipurile de sol, la modul de utilizare a terenului și la orientare, iar cel de-al doilea la valorile de altitudine, de pantă a terenului, de densitate a fragmentării. Stabilirea lor s-a făcut pe baza realității din teren și pe ceea ce ar trebui să fie definitoriu pentru tipul de peisaj respectiv.

Astfel, pentru peisajul pădurilor de gorun și de amestec s-au stabilit: altitudini între 463m și 728,1m, pante între 0° și 54,3°, densitatea fragmentării între 0 și 3km/km²; apoi s-au luat în considerare toți versanții de toate orientările, toate tipurile de sol și toate folosințele, excluzând doar perimetrele construite și cele de exploatare a cărbunelui.

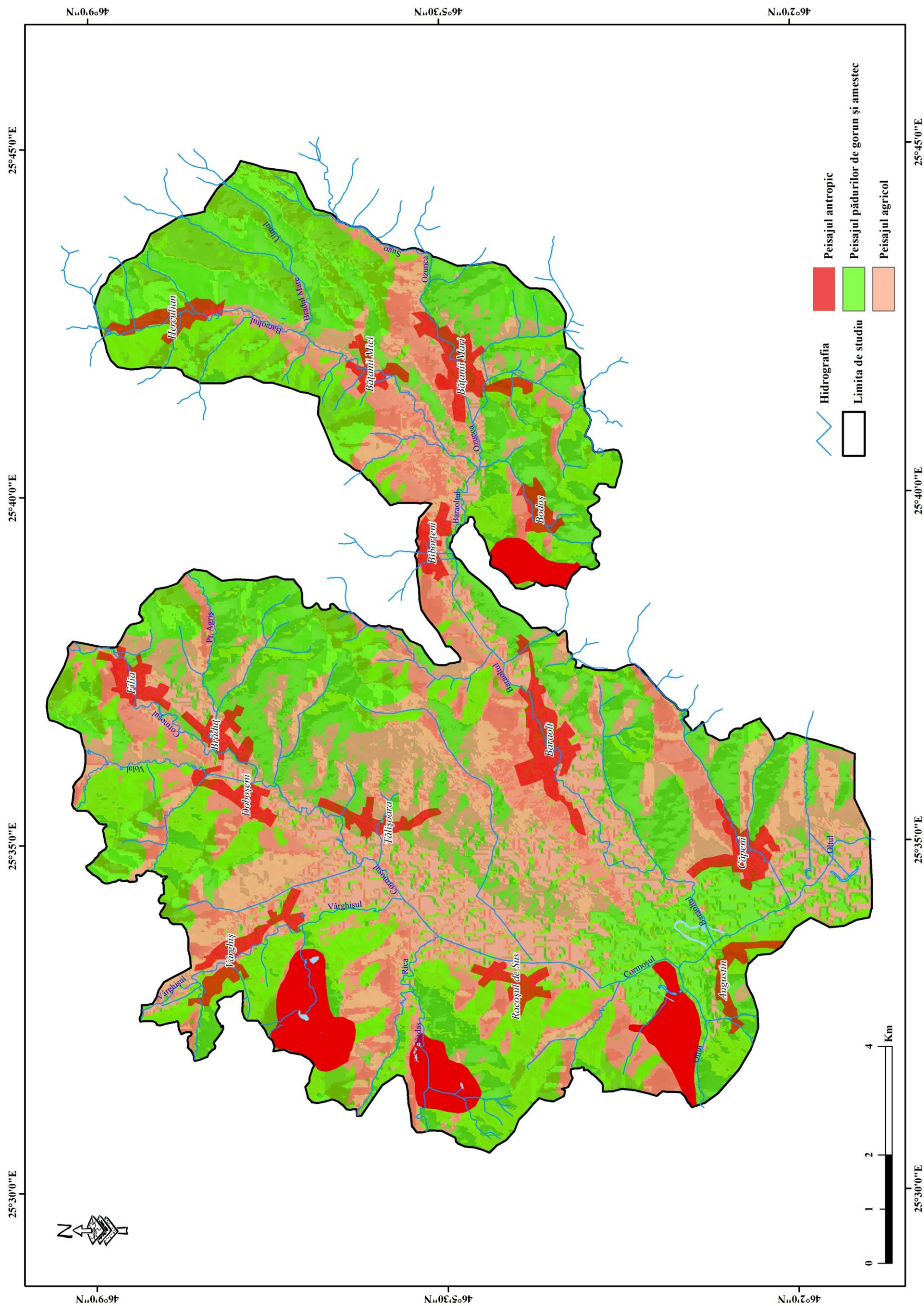
Pentru peisajul agricol s-au stabilit următorii parametri cantitativi: altitudini cuprinse între 463m și 570m, panta terenului cuprinsă între 0° și 15°, densitatea fragmentării cuprinsă între 0 și 3km/km². Pentru parametri calitativi s-au ales: orientarea versanților să fie SE, S, SV, V, solurile pe care ar trebui să se practice agricultura în depresiune ar trebui să fie doar aluvisol, faeoziom cambic și argic, preluvosol tipic, preluvosol roșcat, luvosol tipic, eutricambosol și entiantrosol (tehnosol SRTS 2012), iar ca utilizări se pot include doar terenurile arabile, fânețele, pășunile și livezile.

Pentru peisajul antropic nu era necesară introducerea de parametri, ci doar perimetrele construite și perimetrele de exploatare a lignitului în carieră.

Baza de date GIS și parametrii astfel stabiliți au fost introduși în platforma ArcGIS, cu ajutorul căreia s-a reușit modelarea peisajelor Depresiunii Baraoltului (harta 29).

Imaginea obținută prin acest model are vădite asemănări cu cele reflectate de prima ridicare topografică a Transilvaniei efectuată între 1763 și 1787, mai ales în sensul repartiției spațiale a *peisajului pădurii de gorun și de amestec*.

În modelarea noastră acest tip de peisaj ocupă, în bazinul vestic, culmile și versanții, aproape de poalele lor (harta 29), ale dealurilor Hotarului (620,7m), Doboșeni Nord (641,6m), Rotund (616,5m) și Fântânii (637,1m), apoi glacisul de racord între terasa fluvio-lacustră și dealurile ce se înșiră dinspre nord spre sud de-a lungul limitei estice a bazinului vestic, fiind întrerupte pe alocuri de peisajul agricol. De asemenea, se regăsește pe versanții și culmile dealurilor Rotund (676,4m), Tortoma sau Biborțeni Nord-Vest (701,4m), Mesteacănul Mare (630,5m), Viespii (592,3m), în sudul bazinului vestic pe culmile Dealului Secerișului (600,6m), al Dealului Căpeni Nord-Est (557,73m). Apoi, în vestul bazinului vestic se întinde dinspre Munții Perșani până în podul terasei fluvio-lacustre, iar la nord de valea pârâului Rica până în lunca pârâului Vârghiș.



Harta nr.29: Depresiunea Baraoltului – Regionarea peisagistică.

În bazinul estic, peisajul pădurilor de gorun și amestec ocupă întregul platoul vulcanic, fruntea acestuia, văile care îl fragmentează, până la marginea satului Bățanii Mici, apoi interfluviul dintre pârâul Baraolt și Ozunca, versanții și culmile dealurilor Românilor (660,5m), Brun (712,5m), Scândurii (626,3), Gaura Mică (623) și Mestecănișului Mic, aproape întreaga suprafață a Dealurilor Cinodului, coboară în lunca pârâului Baraolt pe care îl însoțește până la intrarea în strangularea de la Biborțeni (harta 29).

Peisajul agricol se întinde pe o suprafață mai mică. În nordul bazinului vestic ocupă partea inferioară a versanților, dar și versanții și culmea Dealului Acoperișul Umbrei (583m), luncile Cormoșului și Volalului, pătrunde în bazinele micilor pâraie afluate, precum și valea Pârâului Agriș, apoi partea inferioară a versanților sud-estici, sudici, sud-vestici și vestici ai Dealului Hotarului (620,7m), lunca Vârghișului până la confluența cu Sărmanul. În sudul bazinului vestic, acest peisaj, se remarcă pe podul și fruntea terasei fluvio-lacustre, începând de la capătul nordic al satului Tălișoara până aproape de culmea Dealului Baraolt Nord (575,2m), continuând până la marginea orașului Baraolt, în zona contopirii luncilor pârâurilor Baraolt și Cormoș. După confluența Vârghișului cu Cormoșul, acest peisaj ocupă fruntea terasei fluvio-lacustre, pătrunde adânc în valea pârâului Rica și micile văi afluate, până la marginea pădurilor de gorun și de amestec de pe lunca Oltului. În apropiere de Căpeni peisajul agricol pătrunde pe valea pârâului omonim, ocupă versanții sud-estici, sudici, sud-vestici ai Dealului Secerișului (600,6m), Căpeni Nord-Vest (557,73m) și pătrunde digitat pe interfluviile și versanții de aceeași expoziție ale văilor de orientare est-vest ce coboară din Munții Baraolt (harta 29).

În bazinul estic o situație interesantă este aceea a satului Herculian care, după acest model, nu are teren agricol decât începând de la capătul său sudic, pe lunca pârâului Baraolt și glacisul de racord dintre fruntea platoului vulcanic și lunca pârâului Bradul Mare. Acoperă proximitățile satului Bățanii Mici, baza versanților de orientare sud-estică și sudică a dealurilor Nadaș (669,2m), Românului (660,5m), și se întinde în aproape tot bazinul de recepție al Pârâului Mare. În continuare, ocupă versanții interfluviului dintre pârâul Baraolt și pârâul Ozunca, zona de confluență a acestora. Spre est acest tip de peisaj modelat se întinde pe lunca pârâului Sugo, iar spre sud în petece pe versanții de orientare sudică, sud-vestică și vestică ai Dealurilor Cinodului și Mestecănișului Mic (626,3m). Suprafețe reduse sunt și în cuveta Bodoș (harta 29).

Față de această imagine a peisajelor modelate există modificări esențiale, în primul rând în ceea ce privește repartiția și întinderea peisajului pădurii de gorun și de amestec și a peisajul agricol.

Disponerea spațială a primului tip de peisaj (păduri de gorun și amestec) a fost evaluată la capitolul 8.1., iar extinderea sa actuală este redată în harta 23. Factorul uman a modificat nu numai întinderea sa, dar și structura, funcțiile și funcționalitatea.

Arealul peisajului pădurilor de gorun și amestec a fost modificat negativ de-a lungul timpului în favoarea peisajului agricol, în prezent întinzându-se doar pe culmile dealurilor de peste 630m ce înconjoară depresiunea pe fruntea platoului vulcanic și pe văile înguste ce brăzdează acest platou: Bradul Mare, Ulmul.

Ca și modificări de structură se poate face referire la structura de specii. Înainte de începutul secolului al XX-lea în aceste păduri ulmul de munte (*Ulmus glabra*) era un element comun dar, după epidemia cauzată de ciuperca *Ophiostoma ulmi*, răspândită de gândacul *Scolytus scolytus*, numărul exemplarelor s-a redus atât de mult încât în prezent sunt foarte rare. Locul lui a fost luat de carpen (*Carpenus betulus*), specie invazivă, folosibilă doar ca lemn de foc.

După 1990 intervin schimbări în raporturile spațiale dintre cele două peisaje, cel de pădure și cel agricol. A urmat o perioadă de mari frământări și neclarități în ceea ce privește direcția lor de evoluție. Ca urmare a repunerii în posesie a vechilor proprietari de terenuri și ideii că pădurea este doar o sursă de venit arealele de pădure s-au redus fiind înlocuite de areale neproductive. Pe de altă parte, oamenii s-au trezit cu proprietăți, dar fără mijloace mecanizate de a le cultiva, cu animale, dar fără spații adecvate de creștere. Toate acestea la un loc au dus și la scăderea în suprafață a arealelor de pădure, dar și la o creștere treptată a acestora. Într-o primă fază se trece la tăieri de lemn valoros: gorun pentru cherestea. Din fericire nu s-a asistat la defrișări masive, iar porțiunile de pe care s-a tăiat pădurea, s-au refăcut natural, dar cu structură de specii modificată: mai întâi au crescut mesteceni (*Betula pendula*) și apoi carpeni (*Carpenus betulus*). Se poate observa greutatea cu care gorunul revine în arealul defrișat, cu excepția situației în care este replantat. A doua fază care intervine atunci când, din lipsa mijloacelor de producție enumerate mai sus, suprafețe destul de mari nu mai sunt cultivate, nu se cosesc fânețele, nu se folosește întreaga suprafață de pășunat etc.; astfel aceste terenuri „abandonate” în decurs de câțiva ani sunt recucerite de pădure în aceeași ordine amintită anterior. Mai întâi apar mestecenii (*Betula pendula*), apoi carpenul (*Carpenus betulus*), arțarul (*Acer negundo*), frasinul (*Fraxinus excelsior*). De menționat că, în această perioadă scurtă, de după 1990, nu se cunosc cazuri în care gorunul să fi revenit natural în arealele în care ar trebui să fie stăpân și de unde a fost defrișat.

Modificări, care pot fi puse pe seama omului, sunt și cele provocate de lucrările silvice de întinerire, de plantare, îngrijire, ce se practică sistematic de mult timp, ce au ca rezultat

păstrarea vigorii, sănătății, funcțiilor și funcționalității peisajului pădurii de gorun și de amestec a Depresiunii Baraoltului.

Cele două peisaje, cel al pădurilor și cel agricol sunt conectate, cel de-al doilea extinzându-se, de-a lungul timpului, în detrimentul primului, de o așa manieră, încât el a ajuns și în condiții în care nu ar trebui să existe după modelul elaborat de noi. Această dezvoltare spațială s-a făcut sub presiune antropică. Creșterea numerică a populației, nevoia crescândă de hrană a extins terenurile luate în cultură și peisajul agricol la altitudini, înclinări și orientări de versanți, pe tipuri de soluri pe care practicarea agriculturii nu este, în condiții actuale, profitabilă.

În susținerea acestei afirmații se poate da ca exemplu împrejurimile satului Herculan, unde, după modelul elaborat, nu ar trebui să avem peisaj agricol, doar peisaj de pădure de gorun și amestec. Totuși există culturi agricole, care impun peisajul aferent și la 700m altitudine, pe versanți mai înclinați de 15°, de orientare nord-estică sau nord-vestică. Pe acești versanți s-au format agroterase ale căror poduri sunt cultivate. (Foto 10). În această zonă nu s-a pus de cât o singură problemă: ce agrotehnici și ce mijloace să utilizeze omul pentru efectuarea lucrărilor agricole. Nu a existat aceea bulversare de proprietate și mijloace de a munci pământul de după 1990, întrucât zona nu a fost colectivizată.



Foto nr.10. Agroterase la peste 650m altitudine în zona localității Herculan.

Un alt exemplu este cel al cuvetei Bodoș, unde acest tip de peisaj ocupă, după model (harta 29), suprafețe foarte mici. Și aici sunt ocupate și acele terenuri care nu se pretează la practicarea culturii plantelor, însă nu au fost formate agroterase.

Exemplele pot continua cu zona Filia, Doboșeni și Vârghiș, unde agroterasele sunt un element caracteristic, ca și la Herculan.

Structura peisajului agricol a suferit cele mai mari schimbări tot după 1990 și din aceleași cauze luate în discuție la peisajul pădurilor de gorun și de amestec. Aceste modificări vizează dispunerea spațială a principalelor elemente ce formează împreună acest peisaj: terenul arabil, fâneța și pășunea.

Punerea în posesie a proprietarilor terenurilor a dus în primul rând la fărâmițarea suprafețelor agricole pe loturi de mici dimensiuni, în formă de panglică. Îmbătrânirea populației care se ocupă cu agricultura, numărul mare al moștenitorilor care au emigrat din depresiune de mult timp, dificultatea lucrării mecanizate a loturilor mici și aflate în condiții de nepretabilitate, sărăcia, politicile agrare descurajatoare, toate au contribuit la reducerea suprafețelor arate. Aceste terenuri s-au transformat în pârlăgă unde s-a reinstalat vegetația de pajiști secundare (Capitolul 8.1.). După intrarea în vigoare a constrângerilor legislative referitoare la plata subvențiilor din agricultură prin APIA, proprietarii care nu folosesc sau nu pot folosi aceste terenuri ca și arabil, le curăță anual de vegetație pentru a putea încasa o sumă de bani. În unele cazuri asemenea terenuri se transformă în fâneță, iar cele care se află în condiții de nepretabilitate pentru arabil (condiții de altitudine, sol), sau sunt în apropierea limitei cu peisajul de pădure, devin mai întâi desigur apoi urmează ciclul de împădurire amintit anterior. În alte cazuri, terenuri care în trecut au fost fânețe, dar se află la distanțe apreciabile (> 5km) de localitatea de domiciliu a proprietarului și sunt în apropierea pășunilor comunale sunt folosite ca atare.

Din aceste cauze este foarte greu de stabilit și cartografiat dispunerea spațială a acestor trei elemente structurale ale peisajului agricol (arabil, fâneță și pășune). Ele se pot schimba de la an la an în funcție de schimbările din viața proprietarilor sau de schimbările legislative referitoare la subvenționarea agriculturii. Față de trecut, când această structură, chiar dacă a depășit limitele de pretabilitate, era, cât de cât, stabilă (sistemul de trei hotare de dinainte de colectivizare și perioada comunistă), în prezent este complet bulversată. Sunt areale de luncă, care pretează foarte bine pentru a fi teren arabil, în care pasc cirezi cu un număr mic de capete, chiar și primăvara timpuriu neținând cont de perioada de stabulație, așa cum sunt versanți nepretabili pe care se cultivă ori cereale, ori plante prășitoare.

Acest tip de peisaj este, structural și funcțional, într-o dinamică continuă, accelerată de deciziile diverse pe care le iau proprietarii acestor terenuri.

Peisajul antropic cuprinde intravilanele localităților și arealele de parazitare antropică agresivă din perimetrele carierelor Vârghiș, Racoș Vest, Racoș Sud și Bodoș (harta 29).

Intravilanele au o dispunere spațială a cărei dezvoltare a fost influențată de factori naturali și organizată conform nevoilor în continuă evoluție a societății. Aceste aspecte vor fi evaluate amănunțit la subcapitolul 11.2. Ele au aspecte comune legate de apartenența la o singură regiune etnoculturală, cea a Ținutului Pădurilor. Aceste aspecte comune se referă la modul de dispunere și organizare interioară a gospodăriilor, la rețeaua de străzi, la predominanța, un timp foarte îndelungat, a agriculturii ca activitate economică de bază. Bineînțeles că există și diferențieri în aceste aspecte, care individualizează fiecare localitate în parte.

Ca trăsături definitorii, în acest sens, se pot exemplifica îngustimea străzilor principale ale satelor Herculan și Filia, rezultat al așezării în sectoare înguste ale văiilor Baraoltului și Cormoșului, în opoziție cu lățimea străzilor principale ale satului Doboșeni, Racoșul de Sus, Vârghiș, sau rețeaua în formă de arc de cerc al satului Căpeni, urmare a dispunerii pe un con de dejecție.

În a doua jumătate a secolului trecut au avut loc unele schimbări în structura și aspectul unora dintre localitățile depresiunii. În primul rând este vorba de intravilanul localității Baraolt, devenit oraș în urma adoptării Legii nr. 2 din 16 februarie 1968 privind organizarea teritoriului Republicii Socialiste România, publicat în Buletinul Oficial Nr. 17 din 17 februarie 1968. Actul normativ a fost precedat și urmat de convertirea aspectului rural într-unul urban prin construirea unor cartiere rezidențiale.

Încercări de transformare a ruralului în urban, prin construcții de blocuri, au fost și la Filia, Brăduț, Bățanii Mari și Vârghiș. De fapt, primele două sate se aflau la doar aproximativ 400 m unul de celălalt și în acest spațiu s-au construit trei blocuri de câte 3 etaje, care le-au unit într-un fel. Construcția unor astfel de clădiri de locuit a continuat și în centrul satului Bățanii Mari și Vârghiș. Probabil planul de sistematizare ar fi continuat și în celelalte sate ale depresiunii, dar odată cu căderea regimului comunist s-a renunțat la el.

Celălalt element structural al peisajului antropic este cel aferent carierelor de lignit funcționale, abandonate, închise și ecologizate (parțial) cu toate facilitățile infrastructurale de care dispun sau au dispus în perioada de maximă funcționare.

Pe modelul nostru ele apar ca niște cicatrici, niște pete, anomalii din interiorul peisajului de pădure. Omul a intervenit brutal schimbând înfățișarea, structura și funcționalitatea acestor

porțiuni de teren. S-au construit drumuri de acces, s-au decopertat terenuri, altele s-au ocupat cu steril, cu construcții de deservire a exploatării, s-au schimbat cursuri de apă, s-au construit albie artificiale betonate, tunele pentru transferul apei dintr-un bazin hidrografic în altul, s-a modificat bilanțul hidric al apelor subterane, s-au exploatat straturi de cărbune (schimbarea litologiei ariei respective). Acestea sunt o doar parte dintre modificările care au survenit în peisajul existent înainte de deschiderea exploatărilor.

Odată cu abandonarea exploatărilor în carieră, ele suferă alte modificări, care au fost surprinse și prezentate în subcapitolul 5.2.5., unde au fost definite cele trei faze de evoluție actuală ale acestui element reprezentativ al peisajului antropic.

În prezent, în afara carierei Racoș Sud, aflată în exploatare, la toate celelalte trei cariere (Vârghiș, Racoș Vest și Bodoș) se poate vorbi de o diminuare accentuată a presiunii antropice. Procesele și evoluția naturală se reinstalează treptat – în cazul primelor două cariere. În cazul carierei Bodoș ele au fost stimulate prin lucrări de reconstrucție ecologică desfășurate în perioada 2005 – 2010. Astfel, ca și aspect, aceste porțiuni de teren nu mai prezintă specificitatea unui peisaj antropic tipic. Doar rămășițele drumurilor de acces, a căii ferate distruse, silozurile de încărcare a cărbunilor pe jumătate îngropate de alunecările de teren, existența unor ochiuri de apă în continuă schimbare, a unor albie betonate fără apă, a unor fenomene de versant, solul nefiresc de albicios (steril din stratul de marne cu *Limnocardium*), afectat de șiroiri și ogașe, ce apare printre smocuri de vegetație mai amintesc de existența unei exploatări.

Astfel se constată o tendință de reinstalare a stării preexistente înainte de începerea activității de parazitare antropică a acestor areale. În celelalte trei cariere a reînceput activitatea agricolă, ele fiind folosite ca terenuri de pășunat și fâneată, dar fără ca foștii proprietari să-și recapete loturile. Se poate vorbi așadar de o direcție de evoluție spre cea de peisaj agricol.

Prin acest demers au fost definite cele trei tipuri reprezentative de peisaj ale Depresiunii Baraolt, a modelată o stare ideală a dispunerii lor spațiale și, pentru a pune cât mai elocvent în evidență schimbările recente survenite în structura, funcționalitatea și fizionomia peisajului geografic al depresiunii, s-a procedat la compararea situației furnizate de model cu situația existentă în teritoriu în mod real.

10.3. Impactul activităților antropice asupra calității mediului

Accepțiunea de impact, la care facem referire, implică totalitatea acțiunilor pe care le întreprinde omul și care au efect asupra mediului și asupra sănătății, bunăstării individului și a societății. Conceptul se află într-o relație dialectică cu cele de calitate și de stare a mediului (Vespremeanu E., 1980, citat de Stoian, L.C. 2011).

Un alt concept ce se cere a fi lămurit în acest subcapitol, este cel de calitate a mediului. Există definiții multiple, având în vedere și pluridisciplinaritatea problemei. Oricare ar fi această definiție, pe care o acceptăm sau nu, ea trebuie să se refere la proprietățile mediului. Ca atare aceste proprietăți, caracteristici actuale trebuie să se raporteze la cele ideale sau convențional acceptate în raport cu cerințele speciilor ce trăiesc în respectivul mediu, dar și omului. Aceste caracteristici sunt fizice, chimice, biologice sau de altă natură, iar pentru ca raportarea făcută de un evaluator să poată fi obiectivă, este necesar să se folosească indicatori unitari.

Este o realitate faptul că, mediul are o anumită calitate obiectivă care ar trebui socotită cea ideală, rezultată din procesele autoorganizatorice desfășurate de-a lungul timpului, iar procesele organizatorice au fost și sunt cele care modifică în permanență această calitate.

Având în vedere faptul că și starea ideală a mediului a fost și este în permanentă evoluție, este necesar a se stabili convențional baza de raportare. Legea și normele sunt cele care trasează caracteristicile fizice, chimice, biologice și de altă natură ale componentelor sistemului natural al depresiunii, prin indicatori, la care se raportează starea actuală a mediului. Pe baza valorii indicatorilor calitatea actuală se poate poziționa pe o scară ierarhică.

În cazul nostru, al Depresiunii Baraoltului, se poate vorbi doar de impact local asupra calității mediului. Trebuie menționat faptul că studiul nostru nu este unul de evaluare de impact asupra mediului, și din această cauză nu s-au întreprins analize și măsurători ale caracteristicilor fizice, chimice, biologice sau de altă natură pentru ca acestea să fie comparate cu baza de raportare dată de legiuitor. De asemenea, în afara indicatorilor de calitate a apei măsurate la priza de apă a orașului Baraolt și la stația de epurare a apelor uzate din aceeași localitate, nici autoritățile de mediu, nici cele locale și nici un alt institut, instituție sau persoană juridică nu a efectuat până acum măsurători de indicatori de calitate ale celorlalte componente ale sistemului natural a depresiunii. Așadar, demersul nostru se bazează pe aprecieri subiective și se limitează la etichetări de impact nesemnificativ, impact de intensitate medie, impact semnificativ și impact de intensitate ridicată.

Din cele arătate până acum este evident faptul că, activitatea de exploatare a lignitului, care continuă de 140 de ani, a avut și are cel mai mare impact asupra calității mediului. Elementele acesteia au fost deja evaluate de-a lungul acestui studiu și se poate aprecia că impactul mineritului asupra componentei relief este unul covârșitor, mergând până la ceea ce s-a denumit în subcapitolul 4.4 „parazitare antropică” (Anghel T. și Surdeanu V., 2007) cu toate elementele sale.

În afara activității de exploatare a lignitului componenta relief a sistemului natural al Depresiunii Baraolt a suferit presiunea umană în urma activității de construcții. Primele intervenții asupra reliefului au fost albiile artificiale, canalele care alimentau vechile mori de apă. Dintre acestea se mai pot distinge și azi canalul de aducțiune de la capătul vestic al satului Bățanii Mari, cel de la Tălișoara, de la Baraolt.

Pentru pregătirea terenului pentru construcțiile masive de locuințe între anii 1950 – 1980 din orașul Baraolt, fruntea și o porțiune a terasei fluvio-lacustre au fost nivelate și taluzate schimbându-se unghiul de pantă. În celelalte localități ale depresiunii nu s-au executat construcții de o asemenea amploare. În cazul construcțiilor de case individuale această presiune asupra reliefului este insignifiantă. Forme de relief pozitive și negative deopotrivă au fost create în urma lucrărilor de îndiguiri, corectări de albie și creare de canale de desecare, evaluate la subcapitolele 4.4 și 5.2.5. (Relieful antropic).

Nu trebuie pierdute din vedere nici construcțiile de infrastructură feroviară și rutieră. La construcția căii ferate ce leagă gara Augustin de Stația tehnică, în lunca Oltului s-a creat un terasament a cărui înălțime crește de la nivelul podului de cale ferată la 2 apoi la 3m, pentru a ajunge la nivelul bazei terasei fluvio-lacustre. Materialul necesar a fost excavat de pe suprafața luncii. În continuare, pentru a păstra panta de urcare pe podul terasei, s-au excavat și cornișe de până la 5m, toate pentru a atenua diferența de nivel de 35m între lunca Oltului și Stația tehnică. Și în acest caz s-au creat atât forme pozitive cât și forme negative. Tot în categoria impactului antropic asupra reliefului se încadrează și depozitarea deșeurilor menajere. Până la începutul secolului al XXI-lea nu se acorda o atenție deosebită acestei activități, nici de către autoritățile locale și nici de către cetățeni. Era nevoie de alinierea la legislația europeană în domeniu pentru a atrage atenția că deșeurile nu sunt acele produse secundare ale unei gospodării de care omul trebuie să se debaraseze din când în când și pe cât posibil gratis, căci aceasta este mentalitatea încetățenită până azi.

Pe data de 26 aprilie 1999 Consiliul European adoptă Directiva 31 privind rampele de gunoi. Au trecut 6 ani până să apară și în România Hotărârea Guvernului nr. 349/2005, care se referă la depozitarea deșeurilor. Această hotărâre obligă autoritățile locale ale comunelor ca până în iulie 2009 să închidă și să ecologizeze printr-o procedură simplificată toate depozitele de deșeurii menajere neconforme, să încheie contracte de salubritate cu firme de salubritate și să depoziteze deșeurile menajere la o un depozit conform sau care are autorizare de funcționare până cel târziu în 2017.

În urma închiderii și ecologizării acestor mici depozite de deșeuri menajere ale comunelor depresiunii au apărut forme pozitive de relief, micromobile de diverse dimensiuni, corespunzător semnalizate cu panouri de atenționare.

Depozitul de deșeuri menajere al orașului Baraolt intră în altă categorie. Acesta a sîstat doar activitatea de depozitare în iulie 2009 și autoritățile locale erau obligate să închidă și ecologizeze rampa până în anul 2011. Datorită amplasării într-o carieră de nisip de la ieșirea pârâului Dungo în lunca pârâului Baraolt nu s-a creat o micromobilă ci s-a umplut parțial golul creat în trecut prin exploatarea nisipului și s-a redus adîncimea acestuia.

Din cele expuse mai sus se poate concluziona că relieful, ca suport al tuturor activităților componente antropice, a suferit modificări chiar și dacă excludem din acesată analiză exploatarea lignitului. În particular, pe arealele afectate, unde s-au creat forme de relief pozitive și negative, se poate socoti impactul ca fiind semnificativ, dar în general, pentru întreaga suprafață de 144,4km² ai depresiunii, totuși apreciem că impactul este unul de intensitate medie.

Componenta atmosferică a sistemului natural (aerul) este afectată în primul rînd de activitatea de transport. Numărul de autovehicule a ajuns în 2012 la 5547 (date culese de la administrațiile fiscale ale primăriilor) și este în continuă creștere, iar serviciul de transport în comun este ca și inexistent (între 15 septembrie și 15 iunie circulă patru autobuze ce transportă elevii din satele depresiunii la Baraolt), ceea ce înseamnă că pentru deplasare locuitorii folosesc în principal vehiculul propriu. Dată fiind calitatea proastă a drumurilor există emanații însemnate de gaze de eșapament cu conținut ridicat de CO₂, CO, NH₂.

Încălzirea locuințelor pe timp de iarnă se adaugă reprezintă o altă sursă de poluare. După datele recensămîntului din 2011 populația totală a depresiunii este de 19.120 locuitori, care trăiesc în 6986 gospodării. Dotarea lor cu centrale termice pe bază de gaz metan este foarte slabă. Conducte funcționale au fost construite la Baraolt și Biborțeni, iar la Brăduț și Doboșeni conducta există dar nu funcționează. În aceste condiții din numărul total de gospodării doar în 1970 funcționează centrale termice, din care pe bază de gaz metan 1490. Restul gospodăriilor, adică peste 5000 folosesc pentru încălzit combustibili solizi: lemn de foc și cărbune Aceasta contribuie la o mai mare încărcare a aerului cu CO₂ și CO pe timp de iarnă.

Încărcarea suplimentară a aerului cu CH₄ este dată de activitatea de creștere a animalelor. Ferma de bovine cu un efectiv de peste 300 de capete de la capătul nordic al orașului Baraolt, la care se adaugă animalele din gospodăriile populației își aduc aportul la introducerea în atmosferă a acestui gaz.

Având în vedere apropierea acestor surse de poluare de suprafețele întinse de păduri de pe rama montană înconjurătoare, nu se poate vorbi decât de un impact nesemnificativ al acestor activități asupra aerului.

Componenta apă cu cele trei elemente structurale: apa freatică, apele curgătoare și apele stătătoare, suferă și ele de pe urma presiunii antropice. Cea mai importantă problemă pentru apele subterane o reprezintă activitatea de creștere a animalelor. Dejecțiile animaliere, atât de la ferma amintită mai sus, cât și de la gospodăriile individuale, se infiltrează în pânza freatică poluând-o în principal cu nitrați și nitriți. Nici în trecut și nici în prezent, la construcția anexelor gospodărești nu se ține seama de regulile de amplasare a acestora față de fântâni, față de direcția de drenaj a apei freatice. Din fericire, întreaga depresiune este bogată în ape minerale, care este principala sursă de consum, apa fântânilor fiind folosită doar la adăpatul animalelor și în scopuri menajere.

O altă problemă o reprezintă apa uzată menajeră. Cu excepția orașului Baraolt nu există, deocamdată, în nici o altă localitate stație de epurare. Totuși, conform datelor recensământului din 2011 există numeroase gospodării care au sistem de canalizare propriu. La Bățani din 1542 de gospodării 864 au canalizare, la Brăduț din 1553 gospodării 801, iar la Vârghiș din 620 gospodării 387 dispun de o asemenea facilitate. Acest lucru însă nu este îmbucurător din punctul de vedere al calității apelor freatice sau curgătoare, întrucât aceste sisteme nu au bazine vidanjabile, din care apa uzată să ajungă la o stație de epurare, ci sunt simple decantoare de unde apa netratată ajunge mai devreme sau mai târziu ori direct în apele curgătoare, ori în pânza de apă freatică.

Cu toate că orașul Baraolt dispune de o stație de epurare, aceasta este veche de peste 40 de ani, nu are nici tehnologia și nici capacitatea de a epura cantitatea de apă uzată ce ajunge în prezent acolo. Ea nu a fost proiectată la această capacitate și au fost și perioade în care nu a funcționat deloc. Din această cauză apa tratată aici și evacuată în emisar (pârâul Baraolt) nu se încadrează în nici unul din indicatorii ceruți de NTPA-001/2002. Astfel, în loc să fie o instalație care protejează pârâul Baraolt de poluare cu ape menajere, a devenit sursa majoră de poluare al acestuia, în așa fel, încât în ultimii 10 ani în aval de gura de vărsare a dispărut orice formă de viață. Totuși este îmbucurător faptul că în 2009 s-au început lucrările de reabilitare a instalației de apă potabilă și de canalizare a orașului, care prevăd și construcția unei stații de epurare moderne care, probabil, va funcționa începând din 2015.

Approape toate localitățile depresiunii, cu excepția satelor Bodoș și Racoșul de Sus, au conducte de apă potabilă stradală, racordarea gospodăriilor fiind condiționată de existența unei stații de epurare a apelor uzate pentru localitatea respectivă. În acest sens, cea mai avansată este

comuna Brăduț, a cărei stație de epurare va începe să funcționeze în 2013. Până atunci însă apele curgătoare care traversează localitățile acestei comune sunt supuse poluării. Există numeroase gospodării care își varsă apa uzată menajeră direct în aceste ape curgătoare, care și-au construit anexele pe malurile lor, poluându-le și cu dejecții animaliere.

Situația este mult mai bună în cazul apelor stătătoare din cauza distanței lor față de perimetrele locuite. Singurul lac pe malul căruia este construit un grajd iar apele lui sunt poluate este cel recent format la est de orașul Baraolt.

Ca aspect pozitiv se poate nota faptul că lucrările de regularizare efectuate în anii 1970 au dus la apariția unor salbe de lacuri de-a lungul Oltului și Cormoșului, care au îmbogățit tipurile de medii de viață existente în depresiune.

Având în vedere cele expuse, se poate afirma că apa suferă cel mai mult din cauza activităților antropice, iar impactul acestor activități este considerat a fi semnificativ.

În ceea ce privește presiunea omului asupra biodiversității Depresiunii Baraolt, pot fi notate aspecte în mare parte pozitive. Dacă privim din perspectiva scăderii suprafețelor arate, a scăderii efectivelor de animale crescute, se constată o revenire pe arealele străvechi ale speciilor de plante și o extindere a suprafețelor de pădure. Pentru păstrarea biodiversității vegetale Consiliul Județean Covasna a adoptat Hotărârea nr. 39/2001 privind punerea sub regim provizoriu de ocrotire a bunurilor din patrimoniul natural județean, prin care se delimitează o rezervație botanică pe versantul sud-estic al Dealului cu Pâr (627m) pe o suprafață de 15000m², ca fiind singurul areal din Depresiunea Baraolt cu elementul floristic tipic de stepă *Pulsatilla nigra*. Pentru elementele de faună aceeași hotărâre a Consiliului Județean Covasna stabilește ca rezervație ornitologică arealul râpei de lângă intersecția Dj 131 cu Dc 41 unde cuibăresc mai multe perechi de prigorii (*Merops apiaster*).

Rămânând în sfera vegetației, se mai pot exemplifica aspecte pozitive cum ar fi eforturile organizațiilor de protecția naturii pentru declararea unor arii ocrotite, precum arealul în care există specii rare ca laleaua pestriță (*Fritillaria meleagris*) situată în apropierea intersecției Dj 131 cu Dj 131b sau declararea ca monumente ale naturii a unor arbori seculari.

Lucrările de regularizare a apelor curgătoare, așa cum s-a menționat mai sus, au avut ca rezultat o diversificare a vieții acvatice, începând de la plantele hidrofile, continuând cu speciile de pești, până la speciile de păsări de apă. Se poate exemplifica cu apariția în belciugele din dreptul satului Căpeni a nufărului galben (*Nuphar lutea*). Pentru speciile de pești se poate exemplifica linul (*Tinca tinca*), pește caracteristic zonelor de șes. Această creștere a suprafețelor acvatice a atras și numeroase păsări de apă, în special specii de rațe și alte specii dintre care unele cuibăresc aici; altele folosesc aceste ape ca puncte de odihnă în migrația lor. De

asemenea, se aventurează în zona acestor lacuri și păsări de pradă ocrotite, cum ar fi acvila țipătoare (*Aquila pomarina*).

Reducerea suprafețelor de teren arabil, concomitent cu creșterea suprafețelor de pajiști secundare și de păduri, atrage după sine și extinderea habitatelor unor animale. Astfel, în apropierea majorității localităților depresiunii, se pot observa frecvent iepuri de câmp, căpriori, cerbi, vulpi, nevăstuici, jderi.

O confirmare a bogăției lumii vegetale și animale a Depresiunii Baraoltului o reprezintă intersectarea limitelor a trei situri Natura2000 cu limitele ariei depresiunare.

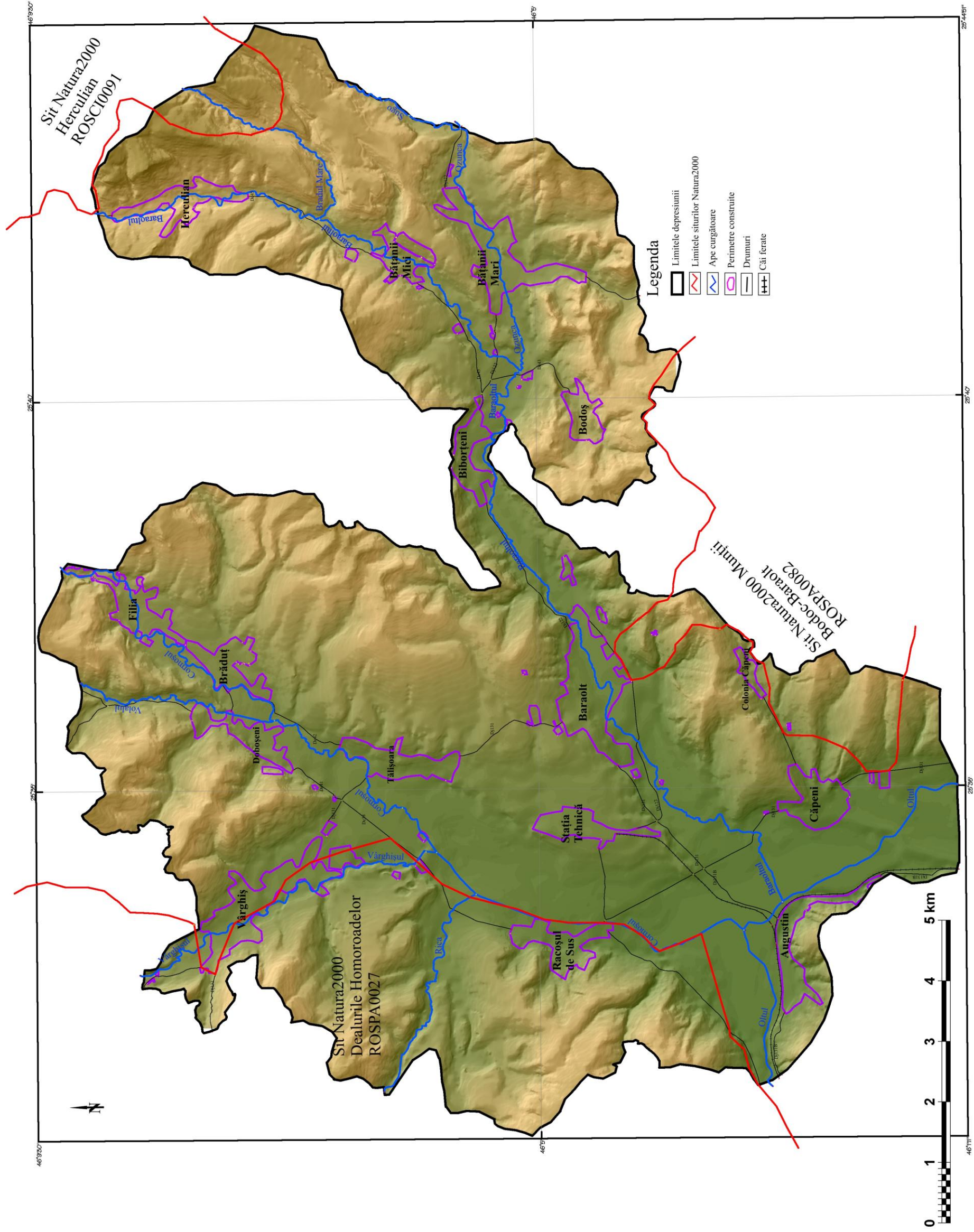
Situl cu indicativul ROSPA0027, numit impropriu „Dealul Homoroadelor” este o arie de protecție specială avifaunistică. El se întinde, de la limita comunei Lueta cu comuna Merești până la defileul Oltului de la Racoș, iar de la vest la est de la valea pârâului Ghipeș și Homorodul Mare până la interfluviul pârâului Vârghiș cu Stejarul. Limita se dispune apoi pe interfluviul dintre Cormoș și Vârghiș continuând prin Pădurea Dascălilor. În lunca acestui ultim pârâu, se abate de-a lungul Dc38, până la podul de peste Vârghiș, apoi de-a lungul Cormoșului până la noua albie ce ocolește cariera Racoș Sud. De aici urmează contactul luncii cu Dealul Pustnicului și după haldele de steril ale carierei se abate spre Defileul Oltului (harta 30). Intersecția limitelor sale cu cele ale depresiunii se realizează în zona Pădurii Dascălilor și în zona defileului de la Racoș.

Speciile cele mai importante de animale ocrotite sunt: acvila de câmp (*Aquila heliaca*), acvila țipătoare mică (*Aquila pomarina*), bătaușul (*Philomachus pugnax*), buhaiul de baltă (*Botaurus stellaris*), bufnița (*Bubo bubo*), caprimulgul (*Caprimulgus europaeus*), cormoranul mic (*Phalacrocorax pygmaeus*), cristelul de câmp (*Crex crex*), eretele vânăt (*Circus cyaneus*), egreta mare (*Egretta alba*), pescărușul albastru (*Alcedo atthis*), șoimul călător (*Falco peregrinus*), viesparul (*Pernis apivorus*).

Cel de-al doilea sit, denumit *Herculian*, are indicativul ROSCI0091, este o arie de importanță comunitară.

Se întinde de la limita administrativă a comunei Sâncrăieni, din județul Harghita, până la capătul nordic al satului Herculian. Limitele sale se intersectează cu cele ale Depresiunii Baraoltului în apropierea vârful Herculian (728,1m), și a pârâului Ulmului. Conform acestei limite, o mare parte a platoului vulcanic inclus din depresiune, face parte din acest sit (harta 30).

În cadrul său sunt ocrotite mai multe tipuri de habitate, între care și cele care sunt prezente și în aria depresiunară: păduri aluviale cu arini (*Alnus glutinosa*) și frasin (*Fraxinus excelsior*), păduri de fag (*Fagus sylvatica*), păduri de gorun și amestec. De asemenea,



Harta nr. 30: Limitele siturilor Natura2000 din Depresiunea Baraoltului

beneficiază aici de măsuri de protecție câteva specii de mamifere cum ar fi: ursul brun (*Ursus arctos*), lupul (*Canis lupus*), râsul (*Lynx lynx*), vidra (*Lutra lutra*).

Al treilea sit, având indicativul ROSPA0082 și purtând numele de *Munții Bodoc-Baraolt* este, de asemenea, unul de protecție specială avifaunistică. Ocupă un spațiu destul de mic din depresiune. Limita sa nordică, în Depresiunea Baraoltului, se află în apropierea dealului Gaura Mică (623m), la obârșiei pâraului Căpeni, apoi se abate până la șoseaua de centură al orașului Baraolt, pe care o urmează până la drumul de pământ spre Colonia Căpeni, pe care îl urmează, apoi se îndreaptă spre limita sudică a depresiunii (harta 30).

Principalele animale ocrotite aici sunt, de asemenea, păsări răpitoare de apă: acvila țipătoare mică (*Aquila pomarina*); cu picioroange: barza albă (*Ciconia ciconia*), barza neagră (*Ciconia nigra*). La ele se adaugă un număr mare de păsări ce au habitatul în pădurile de foioase, care acoperă acești munți. Între ele se pot aminti: bufnița (*Bubo bubo*), trei specii de ciocănitori (*Dendrocopos* sp.), ciocârlia de pădure (*Lullula arborea*), muscarul guleraț (*Ficedula albicollis*), muscarul mic (*Ficedula parva*), sfrânciocul mic (*Lanius minor*) și păsări răpitoare cum ar fi: vânturelul de seară (*Falco vespertinus*) și Viesparul (*Pernis apivorus*).

Includerea unei suprafețe de 30,01km², căci atât însumează teritoriul celor trei arii Natura 2000, ce se suprapune peste teritoriul depresiunii, poate avea mai multe semnificații. Una negativă, în sensul că, activitatea antropică a distrus o serie de habitate, împingând numeroase specii până în pragul dispariției și este nevoie de măsuri speciale pentru ca ele să poată fi salvate și mediul lor de viață conservat. Există și o semnificație pozitivă, în sensul că, în Depresiunea Baraolt, cu toată presiunea activităților celor aproape 20000 de locuitori, habitatele naturale nu au fost distruse și reprezintă un refugiu pentru specii care au dispărut de pe alte teritorii și din această cauză merită incluse într-o rețea europeană de ocrotire și conservare a biodiversității.

Chiar dacă în secolele trecute când s-au efectuat importante defrișări și, pentru vremurile respective se poate afirma că impactul activității antropice asupra biodiversității a fost de intensitate ridicată, în sens negativ, în prezent aceasta poate fi socotită semnificativă, dar în sens pozitiv. Arealele cu vegetație naturală se extind, migrează și se stabilesc aici specii de animale, care nu existau în trecut (bizamul – *Ondrata zibethica* – capitolul 8.2), se repopulează cu succes specii dispărute (castorul european – *Castor fiber*), crește numărul de exemplare a populațiilor de animale autohtone. Aproape 21% din suprafața depresiunii este inclusă la cele trei situri amintite fapt ce are un impact pozitiv semnificativ asupra biodiversității teritoriului aflat în studiu.

Sinteză a proceselor autoorganizatorice din cadrul geocomplexului, solul, reflectă și majoritatea acțiunilor pe care omul le întreprinde în cadrul acestuia. În evoluția sa componentele și factorii de mediu devin implicit factori pedogenetici.

Din moment ce se situează la nivelul suprafeței topografice practic orice acțiune antropică este resimțită, se răsfrânge asupra acesteia. Construcțiile de orice fel încep cu decapitarea profilelor de sol, deranjarea orizonturilor, acoperirea cu diverse materiale etc. Astfel se întrerupe evoluția naturală a solului din arealul respectiv, acesta este transformat mecanic, contaminat, poluat cu diverse substanțe chimice, deșeuri, sunt încorporate în profilul de sol materiale străine acestuia, sunt modificate însușirile sale chimice, toate ducând în final la un tip de sol ce nu poate fi clasificat. În acest scop în Sistemul Român de Taxonomie a Solurilor a fost introdus termenul de entiantrosol, redenumit apoi în 2012 în tehnosol.

În Depresiunea Baraolt acest tip de sol a fost identificat pe suprafețe destul de mari, fără a include acele areale care au fost deranjate de exploatarea de cărbune. Chiar dacă luăm în considerare doar arealele construite, terenurile de pe care solul a fost decapitat și din acest material au fost ridicate diguri de protecție împotriva inundațiilor, drumurile și căile ferate putem vorbi de o suprafață afectată de 17,56km², ceea ce reprezintă 12,16% din teritoriul depresiunii.

Presiunea cea mai mare asupra solului se resimte acolo unde acesta este principalul mijloc de producție agricolă. Având în vedere faptul că majoritatea terenurilor depresiunii sunt cultivate intensivă de peste 200 de ani iar suprafețele cu soluri fertile, faeozimuri, sunt reduse (15km² adică 10,4% din suprafața depresiunii), fertilizările sunt absolut necesare pentru obținerea unor producții cât de cât satisfăcătoare. Includerea în cultură a unor terenuri nepretabile, intervențiile forțate pentru mărirea producției ca și lipsa măsurilor de conservare sau amendare a fertilității reprezintă factori perturbatori ai proceselor fizice, chimice și biologice desfășurate la nivelul solului.

Pe baza celor mai sus amintite, apreciem că există un impact de intensitate ridicată asupra solurilor depresiunii determinat de către activitățile antropice.

Luat în ansamblu, impactul activităților antropice asupra componentelor de mediu ale Depresiunii Baraoltului, apreciem că acesta este de intensitate ridicată în cazul reliefului, apei și solului, nesemnificativ în cazul aerului și semnificativ, dar în sens pozitiv, asupra biodiversității.

Credem că pentru perioada următoare, deosebit de însemnate ar fi: finalizarea construcției celor două stații de epurare și punerea lor în funcțiune cât mai repede, începerea construcției unor asemenea instalații în toate comunele depresiunii, pentru ridicarea calității apelor curgătoare.

Pentru reducerea impactului asupra apelor freatice, crescătorii de animale trebuie să înțeleagă necesitatea depozitării temporare a dejecțiilor animaliere doar pe platforme betonate și în bazine vidanjabile izolate, așa cum au înțeles proprietarii ai căror terenuri se află în ariile protejate. Aceștia au înțeles și se conformează și restricțiilor privitoare la tipul de lucrări agricole și perioadele în care ele pot fi executate fără periclitatea habitatelor sau a speciilor care beneficiază de regimul de protecție a acestor arii.

CAPITOLUL 11. REFLECTAREA FACTORILOR FIZICO-GEOGRAFICI ÎN ORGANIZAREA TERITORIALĂ A DEPRESIUNII BARAOLT

11.1. Procesele organizatorice ca premisă a teritorialității

11.1.1 Aspecte teoretice

În scopul relevării formelor de ordine induse în Depresiunea Baraoltului de premisele de ordin fizico-geografic, sunt oportune unele precizări de ordin conceptual.

Orice sistem geografic are o serie de caracteristici fundamentale, care se referă la: varietate, posibilitate nelimitată de combinare între elemente, diversitate spațio-temporală, eterogenitate, unitate, coevoluție, funcționalitate, sinergism, dezvoltare emergentă, autoorganizare (D. Petrea 2005).

Autoorganizarea este definită de V. Zotic (2005) în lucrarea intitulată „Componentele operaționale ale organizării spațiului geografic” ca: „organizarea geosistemelor naturale [...] în urma derulării proceselor disipative energetice în context concurențial-evolutiv, având ca suport energia liberă disponibilă în cadrul acestuia, și ghidate de câmpul de geopotențial energetic, diversitatea stării substanței și energiei, respectiv legile generale și particulare ce guvernează Universul și implicit materia din cadrul spațiului geografic”. D. Petrea (2005) o definește ca: „ansamblul proceselor de individualizare și transformare a sistemelor, prin coevoluție și sinergism, în stadii succesive de complexitate crescândă”, pentru a conchide apoi că: „reprezintă [...] totalitatea formelor de ordine, produse prin funcționalitate, coevoluție și sinergism, integrate într-un stadiu evolutiv definitoriu al unei structuri teritoriale complexe”. Această din urmă definiție este mai cuprinzătoare, subliniind procesele prin care se materializează această proprietate a sistemelor teritoriale ce concluzionează faptul că autoorganizarea este specifică subsistemului natural.

Spre deosebire de aceasta, în subsistemele social economice ale unui sistem teritorial se poate vorbi de o formă ordine care nu s-a realizat pe cale naturală ci a fost indusă din exterior, prin acțiuni conștiente (deliberate sau nu). I. Ianoș (2000), în lucrarea „Sisteme teritoriale – o abordare geografică”, subliniază că organizarea este o: „împunere din afara sistemului teritorial a unei anumite structuri și a unui anumit mod de comportare a componențelor [...]”. Se pot cita și alte definiții ca al lui V. Zotic (2005 op. citată anterior), care definește organizarea teritorială astfel: „proces complex de îmbinare [...] a acțiunilor de organizare a teritoriului în conformitate cu formele de organizare naturală a spațiului și posibilitățile oferite de aceasta...” sau: „amenajare a unei serii de obiecte geografice de pe un anumit teritoriu [...] în forme relativ geometrice sau în forme care să fie funcționale în mod optim”, sau: „un proces de delimitare și de propunere a unor spații optime pentru diferite obiecte, utilități și procese geografice, cu

angrenare în sistemele teritorial funcționale, care au la bază în funcționarea lor legi, principii, reguli naturale și social-economice.”

O altă definiție, mai coerentă, dată organizării (D. Petrea, 2005) specifică faptul că în cazul organizării este vorba de: „ordinea spațială indusă printr-un 'program' conștient și rațional (pe cât posibil) de previziune și acțiune umană”.

Din toate aceste definiții se desprinde că de fapt în sistemele geografice autoorganizarea este specifică subsistemului natural iar organizarea celui social-economic. Dualismul autoorganizare – organizare presupune o serie de pârgii și canale, prin care se realizează interferența natural – antropic și care dau individualitate și specificitate geografică sistemului teritorial.

Spațiul geografic, autoorganizat, după legile naturale universal valabile, resimte și reflectă divers acțiunile organizatorice ale omului. Acestea nu se supune legilor naturii, așa cum s-a mai amintit anterior, ci se realizează prin acțiuni conștiente (există și excepții) având anumite motivații bine definite: locuire, hrănire, confort, producție, expansiune teritorială etc. Prin aceste procese organizatorice omul introduce componente și proprietăți inedite în spațiul fizic, care îi conferă acestuia o mai mare consistență, complexitate și implicit identitate geografică. Procesele organizatorice, grefându-se pe „zestrea” naturală (autoorganizată) și relaționând cu aceasta, conduc practic la instalarea unei certe specificități teritoriale.

În acest context teritoriul, de la simpla întindere de pământ cu anumite granițe, trebuie redefinit în sens geografic: „expresia geografică concretă a realității spațiale rezultată în urma conlucrării geocomponentelor la un nivel superior de integrare” (I. Mac, 2000, citat de D. Petrea, 2005).

Pe marginea autoorganizării naturale și organizării spațiului geografic, teritoriul este un alt concept util, indispensabil chiar, în abordarea de față.

În acțiunile sale organizatorice, individuale, colective, instituționale, publice, legislative, punctuale sau areale omul folosește, valorifică, perturbă și modifică în diferite grade tiparele, rupe ritmurile de evoluție naturală și produce dezechilibre în spațiul geografic, unde s-a creat deja un echilibru prin procesele de autoorganizare naturală. Toate acestea se desfășoară într-un cadru temporal și spațial. În acest caz este vorba de teritorialitate. Conceptul poate fi definit ca: „ansamblul relațiilor, de ordin individual și colectiv, stabilite într-o comunitate în virtutea apartenenței sale la un areal geografic delimitat” (D. Petrea, 2005). Mai simplu se poate exprima și prin continua tendință spontană și conștientă a unui anumit grup uman de a-și asigura controlul și valorificarea unei anumite porțiuni, mai mari sau mai mici, din spațiul geografic. Așadar, teritoriul este realitatea geografică rezultată în urma proceselor de

autoorganizare naturală a geocomponentelor iar teritorialitatea exprimă multitudinea de relații pe care le stabilește o comunitate în străduința sa de a-și organiza, de a lua în stăpânire, de a modifica pentru țelurile proprii spațiul geografic. Astfel, cele două concepte se află și ele într-un raport dichotomic, precum conceptele de autoorganizare și organizare.

11.1.2. Aspecte autoorganizatorice în Depresiunea Baraoltului

Evaluarea amănunțită a reliefului Depresiunii Baraoltului dă posibilitatea evidențierii formelor de ordine rezultate din influențele reciproce dintre componentele complexului fizico-geografic, în care unele au avut preponderent rol de variabile independente (structura, tectonica, petrografia, relieful preexistent ș.a., în timp ce altele, în calitate de variabile dependente au evoluat, în mare măsură, condiționate de primele.

O expresie elocventă de interdependență genetico-evolutivă, prin care cele două categorii de variabile, introduc forme de ordine bazate pe legități de natură fizică este diferențierea depresiunii sub forma celor două bazine, despărțite de horstul intrabazinal dar legate prin strangularea de la Biborțeni, ce poate fi asemănată cu un istm, și ce impun depresiunii un caracter simetric de ansamblu, întregit de golfuri depresionare și cuvete.

Analiza morfografică și morfometrică au pus în evidență de asemenea niveluri erozivo-acumulative au dispunere etajată poate fi considerată a fi o altă formă de „ordine naturală”.

Modul de organizare al rețelei hidrografice, dispunerea principalelor văi, este un alt exemplu de autoorganizare. Cele mai importante ape curgătoare: Cormoșul, Volalul, Vârghișul, Rica, Stejarul, Ozunca, pâraul Bățani, și-au impus văile orientate pe principalele sisteme de falii ale depresiunii. Fiecare urmează o singură serie de rupturi, pe când Baraoltul și Oltul, după ce urmează seriile N – S, se reasează pe cele V – E. Se poate afirma, că toate aceste văi sunt consecvente cu direcția acestor rupturi, pe când altele, mai mici, desigur și mai tinere (Agrișul, Pârâul Mare), și-au dezvoltat văi fără „control” evident din partea factorilor tectonici.

Aceste premise se reflectă și în modul de autoorganizare a reliefului. Însă, în ansamblul complexului natural, pe de o parte, și în raport cu subsistemele socio-economice, pe de altă parte, această componentă devine component și în același timp factor autoorganizatoric al celorlalte componente.

În raport cu componenta climatică a depresiunii, relieful reprezintă suprafața subiacentă care, după radiația solară, este cel mai important factor climatogen, prin rolul sau și redistribui energia primită de la Soare.

Caracterul depresionar al reliefului determină un climat de adăpost, caracterizat prin viteza și frecvența mai redusă a vântului (32,8% calm atmosferic) și inversiuni de temperatură (care se manifestă îndeosebi în zonele joase ale luncii Oltului).

Diferența de altitudine existentă între lunca Oltului și vârful Herculian (de cca. 260 m) poate determina o scădere a temperaturii medii a aerului cu cca. 1,3 – 1,5°C, iar diferențele înregistrate în privința cantității de precipitații sunt rezultatul situării în, sau în afara, conurilor de umbră ale arealelor montane înconjurătoare.

Un alt element morfologic cu rol organizatoric asupra climatului este expoziția versanților. Aceasta nuanțează momentul primului sau ultimului îngheț, menținerea, topirea stratului de zăpadă, evapotranspirația ș.a. și, în plus, influențează repartitia spațială a diverselor specii de plante, unele caracteristici în evoluția solurilor de pe versanți etc.

Dacă se face referire la orientarea față de direcția vântului, trebuie menționate diferențele cantitative de precipitații înregistrate între versanții „în vânt” și cei aflați „sub vânt”. Direcția dominantă a vântului în depresiune este dinspre vest (35%), urmată de vânturile din direcția nord (30%). Din suprapunerea dintre orientarea față de punctele cardinale și orientarea față de vânt rezultă că jumătate (53,53%) din versanți sunt „în vânt”, deci ar putea înregistra o cantitate mai mare de precipitații, decât ceilalți versanți.

În ceea ce privește componenta hidrică, există o interdependență și condiționare reciprocă între cantitatea de precipitații, structura petrografică, în general, și proprietățile hidrogeologice ale stivei de molasă (porozitate, permeabilitate, absorbție, higroscopicitate), în particular, înclinarea pantelor, adâncimea apelor subterane, debitul scurgerii lichide și solide a apelor curgătoare, modul de dispunere al rețelei de drenaj ș.a.

Există o diferență între pâraurile bazinului vestic și cel estic în ceea ce privește instalarea unor maxime de debit în lunile de vară. La cele din bazinul vestic scăderea debitelor, de după maximul din luna aprilie, se produce moderat și nu se înregistrează o a doua maximă în lunile de vară, pe când la cele din bazinul estic, cu un coeficient de împădurire mai mic, ploile torențiale din lunile iunie și iulie produc maxime secundare ale debitelor în aceste luni.

Relieful este premisă și factor și în distribuția spațială și organizarea biocenozelor, fapt reflectat într-o serie de diferențieri biogeografice.

Luncile se remarcă printr-o vegetație higrofilă, toate cursurile de apă sunt marcate prin benzi de arbori iubitori de umiditate. La intrarea în depresiune și în zonele mai înalte (condiționarea altitudinii) compoziția acestor benzi este dominată de arini, iar mai jos de sălcii.

Arealele mai înalte, îndeosebi culmile interfluviale, aflate la altitudini mai mari de 600 m și la distanțe considerabile de localități (reorganizare antropică), cum ar fi Dealul Rotund, Mesteacănul Mare, Dealul Românului, au o vegetație forestieră în care predomină gorunul (*Quercus petraea*). În general aceste păduri de foioase sunt amestecate, cuprinzând și arțar (*Acer platanoides*), ulm (*Ulmus*), mestecăn (*Betula pendula*) și fag (*Fagus silvatica*). Ca o

condiționare a altitudinii, făgete pure nu se dezvoltă. De remarcat împletirea factorului altitudine, orientarea versanților cu umiditatea în cazul platoului vulcanic unde, pe culmile plate, se dezvoltă o vegetație de pajiști secundare, împădurite fiind doar fruntea platoului, cu orientate vestică precum și văile adânci, umbrite.

Ca o încununare a condiționărilor, interacțiunilor, asocierilor și cooperărilor între componenții, procesele și fenomenele de ordin fizico-geografic din depresiune, se individualizează și componenta edafică. În acest proces evolutiv structura petrografică furnizează elementele chimice și fragmentele de rocă, relieful fiind responsabil prin gradul de înclinare și prin celelalte elemente ale sale (altitudine, expoziție etc.) de numeroase diferențieri teritoriale sub aspectul tipologiei și proprietăților solului. Relieful fiind factor organizator și la nivelul celorlalte componente ale geocomplexului, acestea nu contribuie singure la edificarea stratului de sol, ci într-o înlănțuire de complexitate crescândă. Temperatura, ca unul dintre factorii pedogenetici, este responsabilă pentru creșterea vitezei de desfășurare a reacțiilor chimice din sol, implicit de formarea humusului; În cazul apei, ca factor pedogenetic, se pot pune în evidență înlănțuiri asemănătoare, din care nu pot să lipsească elementele reliefului. Raționamentul se poate continua cu factorii biotici, care sunt expresia influențelor organizatorice ale elementelor, componentelor de rang inferior, și se manifestă la rândul lor ca organizatori ai proceselor chimice, care au ca finalitate anumite tipuri de sol cu o localizare bine definită și deloc întâmplătoare.

Prin acești factori relieful impune trei sectoare pedogeografice în cuprinsul depresiunii evaluate pe larg la subcapitolul 9.1.

Cele prezentate mai sus reprezintă principalele forme de autoorganizare naturală ce s-au edificat de-a lungul timpului prin procese „guverante de principii organizatorice precum cele de dimensionare, succesiune, agregare, ierarhizare, selecție, polarizare, divizare, interferență, [...], prin scop, necesitate, posibilitate” (D. Petrea, 2005) și care s-au definitivat prin „asocieri, determinări, intercondiționări, cooperări, competiție, diferențieri, disocieri, diversificări, opțiuni, decizii” (D. Petrea, 2005), și care prin coevoluție și sinergism au condus la individualizarea teritoriului Depresiunii Baraolt sub forma unei unități geografice având o certă identitate structurală, funcțională și fizionomică.

11.1.3. Aspecte sociale și rolul lor în organizarea teritorială a Depresiunii Baraoltului

Prin poziția sa de contact între zone joase, deschise, ale Depresiunii Brașovului și zonele mai înalte, mai accidentate, ale Munților Harghitei, Perșani și Baraolt, ce oferă posibilități de adăpost, prin multitudinea de resurse: apă (zonă de confluență a mai multor ape curgătoare, izvoare de apă minerală), vânat, pește, minerale ce se pretează la fabricarea de unelte și

ceramică (opal, minereuri de fier, argilă) Depresiunea Baraoltului a constituit un teritoriu locuit de om din cele mai vechi timpuri.

Din epoca de piatră se pot cita vestigiile de pe valea pâraului Agriș (în apropierea unor depozite de opal), de pe dreapta drumului județean Dj 131, în apropierea intersecției acestuia cu Dc41 și Dc38, la poalele dealului Bacoș (590,4m), apoi pe versantul stâng al pâraului Baraolt, la ieșirea acestuia din strangularea de la Biborțeni, la marginea Pădurii Mari.

Din epoca cuprului și bronzului s-au găsit artefacte în apropierea localităților Tălișoara și Brăduț.

Mineralizațiile de limonit și siderit din apropierea limitei nordice a depresiunii au dus la o populare și mai intensă la începutul epocii fierului. Vestigii de furnale primitive s-au descoperit la Herculan, Filia și Brăduț. Apoi se poate nota și o așezare dacică din apropierea comunei Augustin, în Munții Perșani.

La intersecția Dj 131 cu Dj 131b și Dc 38, pe locul numit Véczer, s-au descoperit urme care indică existența unui castru roman ce era, probabil, în legătură cu cel de la Hoghiz și străjuia drumurile ce treceau în Depresiunea Colinară a Transilvaniei prin defileul Oltului și pasul Rica.

Acestea au fost și drumurile folosite de popoarele migratoare care, venind dinspre pasurile și trecătorile curburii Carpaților, se îndreptau spre vest: goții, gepizii, hunii, slavii, avarii, pecenegii, care au lăsat urme în trecerea lor.

În urma trecerii sau probabil a așezării pecenegilor au rămas câteva toponime cum ar fi „töpe”, „tipia” în limba română ce denumește un vârf ascuțit: Tipia Racoșului, Tipia Ormenișului în Munții Perșani ș.a. Exista probabil și o oarecare similitudine cu Altân Tepe din Dobrogea.

Apoi se așează maghiarii, care construiesc o amplă linie de fortificații compusă dintr-un șanț adânc și palisandră de bușteni. Urme ale acestei linii se găsesc în Munții Perșani începând de la Cheile Vârghișului, valea Rica și continuă spre vest și nord-vest spre Depresiunea Transilvaniei. Î

Prima atestare documentară a unei localități din zona etnoculturală a Ținutului Pădurilor nu este cea a orașului Baraolt ci a satului Micloșoara (care în prezent aparține sub aspect administrativ orașului dar care se situează în afara limitelor convenite pentru Depresiunea Baraoltului), Acesta este atestat în anul 1211. Regele Ungariei de atunci, András al II-lea, donează teritorii în Țara Bârsei cavalerilor teutoni. Într-o asemenea scrisoare de donație apare Micloșoara sub numele de Castrum Sanct Nicolai, ca parte a hotarului acelor teritorii.

Așa cum s-a mai amintit în capitolul 3, Baraoltul este atestat prima oară tot într-un asemenea document, dar datat 13 ani mai târziu, adică 1224 (fig.1)

Pentru a ilustra evoluția demografică a ținutului se va face referire, mai întâi, la localitatea Baraolt, pentru care datele sunt exacte. Pentru celelalte localități izvoarele istorice dau date contradictorii. Mai trebuie menționat că această localitate nu a fost centru administrativ, acest statut fiind deținut de Micloșoara, Brăduț și Bățani, cu toate că nu aveau cea mai numeroasă populație, statut ce revine orașului de acum.

Primul recensământ datează din 1567, când în Baraolt s-au numărat 73 de gospodării și 365 de locuitori, în 1614, 142 de familii. La recensământul din 1786 în localitate existau 56 de case și 556 de locuitori, în 1850 erau 353 de case și 1849 locuitori. Următoarele cifre datează din 1857 cu 1919 locuitori.

Din punct de vedere administrativ la sfârșitul secolului al XIX-lea și începutul secolului al XX-lea, când unitatea administrativă era scaunul iar subunitatea plasa, depresiunea era împărțită în două plăși: plasa Micloșoara și plasa Brăduț, localitatea Baraolt nefiind centru administrativ. Cu toate acestea, trebuie menționat faptul că, datorită poziției centrale în cadrul depresiunii, încă de la sfârșitul secolului al XVI-lea avea dreptul de a organiza trei târguri de nivel național pe an, (pe 3 februarie, prima vineri de după Rusalii și pe 12 noiembrie), drept conferit de voievodul Bethlen Gábor, iar din 1778 drept de târg săptămânal în ziua de miercuri (Veszely Károly, 1868, republicat în 2004).

Datele recensămintelor de după 1850, defalcate pe localități sunt prezentate în tabelul nr.29 excepție făcând localitățile Vârghiș și Augustin despre care nu s-au obținut date. Ele sunt publicate pe site-ul erdovidek.ro.

Datele de la recensămintele regulate din secolul al XX-lea sunt calculate pe unitățile administrative stabilite de Legea nr. 2 din 16 februarie 1968 privind organizarea teritoriului Republicii Socialiste România, publicat în B. Of. Nr. 17 din 17 februarie 1968, conform căreia pe teritoriul actual al Depresiunii Baraolt s-au înființat un oraș – orașul Baraolt și trei comune: Bățani, Brăduț și Vârghiș (tabel 30, fig. 58) și au fost obținute de la Institutul Național de Statistică, Direcția Județeană Covasna.

Localitatea Baraolt se ridică la rang de oraș prin alipirea a cinci sate: Biborțeni, Bodoș, Căpeni, Micloșoara și Racoșul de Sus. Celelalte localități se organizează în comune astfel: comuna Bățani cu satele Aita Seacă, Bățanii Mici, Herculian și Ozunca, comuna Brăduț cu satele Doboșeni, Filia și Tălișoara și comuna Vârghiș. Trebuie menționat că la stabilirea limitelor depresiunii au rămas în afara acesteia satele Aita Seacă (aflată într-o zonă mai joasă

din interiorul Munților Baraolt), Ozunca (aflată la poalele vulcanului Murgul Mare), Micloșoara (aflată la sud de inflexiunea Oltului spre Defileul de la Racoș).

Recensăminte	1850	1880	1890	1900	1910	1920	1930	1941	1956	1966	1977	1992	2002	2011
Baraolt total	5540	6066	6418	6761	7251	7190	7538	8082	8537	8948	9235	10493	9670	8567
Baraolt	1849	1995	2167	2309	2531	2651	2604	2905	2863	3738	4665	6483	5914	
Biborțeni	704	720	800	794	883	934	934	974	954	930	917	825	775	
Bodoș	753	445	445	496	571	555	606	628	629	533	451	435	446	
Căpeni	894	1019	1040	1141	1299	1353	1461	1424	1659	1239	1415	1213	1130	
Racoș	873	1144	1255	1292	1270	1210	1200	1354	1229	1291	1175	996	893	
Bățanii Mari total	4370	5052	5512	5669	5909	5365	5604	5982	5669	5383	4572	4405	4501	4307
Bățanii Mari		1732	2047	2037	2172	1994	2102	2289	2077	1929	1862	1862		
Bățanii Mici	538	601	664	677	760	678	677	702	722	726	551	557		
Herculian	867	1113	1203	1183	1185	1012	1159	1222	1218	1214	1071	1047		
Brăduț total	2672	3504	3678	3774	3896	3780	3779	4088	4254	4530	4284	4486	4792	4618
Brăduț	664	796	898	878	892	900	874	923	952	937	921	992		
Doboșeni	546	652	679	769	935	889	887	988	1030	1044	1184	1409		
Filia	820	1328	1299	1337	1231	1210	1203	1376	1676	1446	1670	1321		
Tălișoara	642	728	802	790	838	781	815	801	826	879	858	773		
Vârghiș					1793		1839	2088	2135	2218	2137	1983	1902	1628

Tabel nr.29. Cifrele recensămintelor populației localităților din Depresiunea Baraolt între 1850-2011.

Recensăminte / ani	1912	1930	1941	1948	1956	1966	1977	1992	2002	2011
ORAȘ BARAOLT	7251	7538	8082	7304	8537	8948	9235	10493	9670	8567
BĂȚANI	5909	5604	5982	5565	5669	5383	4572	4405	4501	4307
BRĂDUȚ	3896	3779	4088	4076	4254	4530	4284	4486	4688	4618
VÂRGHIȘ	1793	1839	2088	2058	2135	2218	2137	1983	1902	1628
Total Depresiunea Baraolt	18849	18760	20240	19003	20595	21079	20228	21367	20761	19120

Tabel nr.30. Populația totală a orașelor și comunelor Depresiunii Baraolt în secolele al XX-lea și al XXI-lea.

Evoluția demografică a depresiunii în secolul al XX-lea și începutul secolului al XXI-lea este strâns legată de cele două conflagrații mondiale, precum și de convulsiile sociale, economice ale acelor vremuri ce au continuat până în prezent.

La începutul secolului al XIX-lea (1912) numărul total al populației depresiunii era de 18849 locuitori, orașul Baraolt, cu satele care îi aparțin acum, avea cea mai mare populație:

7251, urmat de comuna Bățani și satele sale aparținătoare cu 5909. Această comună era, la vremea respectivă, centru administrativ, cu două sate puternice Heculian și Aita Seacă.

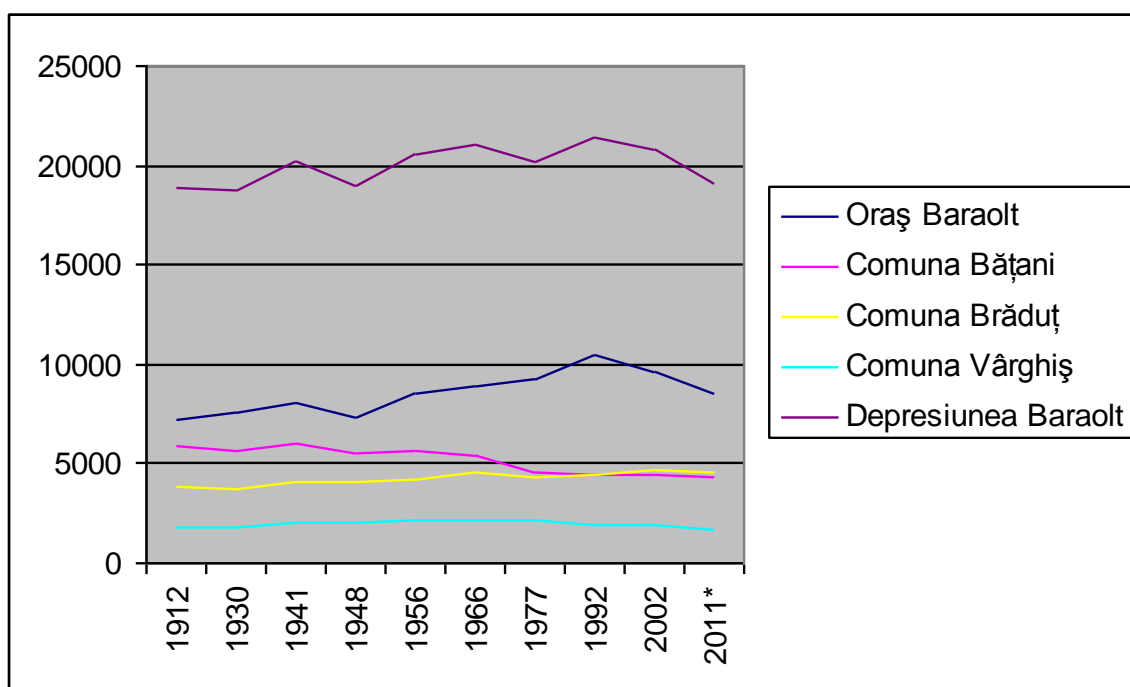


Fig. nr.58. Evoluția numărului populației Depresiunii Baraolt, al orașelor și comunelor.

Evoluția demografică a depresiunii în secolul al XX-lea și începutul secolului al XXI-lea este strâns legată de cele două conflagrații mondiale, precum și de convulsiile sociale, economice ale acelor vremuri ce au continuat până în prezent.

La începutul secolului al XIX-lea (1912) numărul total al populației depresiunii era de 18849 locuitori, orașul Baraolt, cu satele care îi aparțin acum, avea cea mai mare populație: 7251, urmat de comuna Bățani și satele sale aparținătoare cu 5909. Această comună era, la vremea respectivă, centru administrativ, cu două sate puternice Heculian și Aita Seacă.

Până la recensământul din 1930 se constată o descreștere a numărului de locuitori la 18760. Aceasta probabil a fost mai puternică între anii 1914 și 1920, pe de o parte datorită primului război mondial pe de altă parte datorită emigrării.

După 1930, datorită creșterii nivelului de trai, al sporului natural pozitiv, al imigrării condiționate de funcționarea exploatărilor miniere (lignit și minereuri de fier) populația crește, depășind la recensământul din 1941, 20000 locuitori, respectiv 20595. Creșteri se înregistrează în toate unitățile administrative (tabel 30). Acesta este momentul de populație maximă atinsă de comuna Bățani. Probabil acesta era numărul maxim de locuitori pe care agricultura de la acea vreme, manufactura, mica industrie locală o putea întreține, deoarece de atunci numărul

locuitorilor acestei comune scade aproape continuu (cu o mică inflexiune în 1956, dar fără a atinge nivelul din 1941).

În anii comunismului evoluția numerică a populației depresiunii se corelează cu cea a întregii țări: creștere continuă până în 1966, scădere ușoară până în 1977, apoi creștere până în 1992, atingând un maxim de 21367 de locuitori. Dacă toate acestea sunt adevărate la nivelul întregii depresiuni, situația se prezintă diferit defalcat pe unități administrative.

La comuna Brăduț, după o creștere susținută până în 1966 (4530 locuitori) avem o scădere, chiar pe fondul sporului natural pozitiv și emigrării spre orașele Baraolt (activitate minieră susținută), Brașov, Sfântu Gheorghe, Odorheiu Secuiesc (industrializare), apoi contrar așteptărilor populația crește la 4688 în 2002. Aceasta are două explicații: închiderile de mine, care au întors locuitorii în satele de origine, dar cel mai important factor a fost imigrarea masivă a unor populații de rromi în satul Doboșeni. În prezent numărul lor îl depășește pe cel al maghiarilor.

O situație inversă este cea a comunei Vârghiș care a atins un număr maxim de locuitori, 2218, în 1966, după care populația a scăzut continuu atingând la recensământul din 2011 doar 1628 locuitori. Explicația este emigrarea spre centrele urbane amintite, în cazul comunei Brăduț precum, și închiderea exploatărilor de lignit din câmpul minier Vârghiș.

Orașul Baraolt și satele care îi aparțin acum, prezintă o creștere a populației de la 7251 locuitori în 1912 la 8082 în 1941, datorită dezvoltării exploatărilor de lignit, al industriei locale, al sporului natural pozitiv și al faptului că se întărește din ce în ce mai mult rolul de centru comercial (târgurile săptămânale, cele 3 târguri naționale pe an) și centru cultural al întregii depresiuni.

Ca urmare a celui de-al doilea război mondial populația scade la 7304 locuitori, aproape cât avea în 1912, apoi crește, susținut de pârghiile de dezvoltare amintite la 10493 locuitori în 1992. În această creștere rolul cel mai important l-a avut funcția de atractor regional al exploatărilor de lignit.

După 1992 se observă o continuă scădere a numărului locuitorilor orașului ca urmare a scăderii nivelului de trai, al sporului natural negativ, al închiderilor de mine, al disponibilizărilor, care au impulsivat emigrarea, nu spre centrele urbane apropiate, ci în străinătate, mai ales în Ungaria. Mulți foști muncitori de la minele de aici au plecat și s-au angajat la minele de lignit funcționale de la Oroszlány și împrejurimi, din Ungaria.

Ajungerea într-o situație economică gravă a regiunii a fost înlesnită și de închiderea mai multor întreprinderi mici, care trăiau mai mult sau mai puțin de pe urma exploatărilor miniere,

ceea ce a împins populația la o emigrare și mai accentuată, astfel ca la recensământul din 2011 numărul locuitorilor se apropie de cel înregistrat în 1956: 8567 de persoane.

Nivelul de trai scăzut, care explică sporul natural negativ ce persistă de aproape 20 de ani, dublat de ultimele disponibilizări de la întreprinderea minieră din 2007, oprirea fabricii de cauciuc, defectuoasa administrare a fabricii de îmbuteliere a apei minerale de la Biborțeni, falimentul cooperativei meșteșugărești, mutarea fabricii de unt la Brașov, au făcut ca mulți locuitori să părăsească orașul. Nu trebuie lăsat deoparte rolul legislației. Minerilor li s-au dat plăți compensatorii pentru a-și deschide afaceri. Fără educație antreprenorială, fără să știe ce însemnă achiziție și valorificare, cu o mentalitatea cultivată în comunism că minerul, doar trebuie să intre în subteran și i se cuvine totul, nu se pot porni afaceri. La acestea se adaugă declararea orașului Baraolt și a satelor aparținătoare ca zonă defavorizată. Cum era de așteptat o serie de firme și-au înființat doar sediu social, iar activitatea și-o desfășurau în altă parte. Șomajul nu s-a redus, economia nu s-a relansat, nivelul de trai nu s-a ridicat doar primăria a avut venituri puțin mai mari, fără a se putea realiza creșterea economică așteptată de la această măsură legislativă. Toate acestea explică pierderea a aproape 2000 de locuitori între 1992 și 2011.

11.1.4. Procese de factură economică și rolul lor în organizarea teritoriului

Peisajul dominant în Depresiunea Baraolt este de tip agricol și a rezultat, pe de o parte din procesele autoorganizării naturale, iar pe de altă parte, din intervenția antropică. Principala preocupare economică a locuitorilor de aici a fost și este agricultura. Nu a fost și nu este vorba de marea agricultură de tip industrial ci de cea de subzistență. Restricțiile impuse de relief, climă și sol au făcut ca principalele culturi de câmp să fie de sorginte cerealieră, respectiv orzul, orzoaica, secara, ovăzul, porumbul, grâu. Dintre leguminoase se remarcă cartoful, cultivat atât pentru furaj cât și ca principala plantă folosită în alimentație. Un alt rol deosebit l-au ocupat, încă din vremurile vechi, unele plantele textile, precum inul și cânepa, cu toate că la începuturi nu exista o industrie de prelucrare adecvată. Ele asigurau, astfel, materia primă pentru prelucrarea lor în gospodării. Bazine de topire a acestor plante au existat până în anii 1950 în lunca inundabilă a Cormoșului (la capătul sudic al satului Doboșeni) și la capătul sudic al satului Heculian (în lunca inundabilă a Baraoltului).

Avantajele locale, oferite de poziția de contact a depresiunii cu rama montană înconjurătoare, pășunile de calitate, predominanța în cultura plantelor a celor furajere, au făcut ca, sectorul agricol de creștere a animalelor (cornutele mici și cornutele mari) să fie, atât în trecut cât și în prezent, ramura agricolă principală.

Solurile de slabă calitate au impus, încă din secolele X-XI, folosirea unor tehnici agricole pentru mărirea productivității, creând astfel premisele unei agriculturi intensive. Este

vorba de rotația culturilor prin practicarea sistemului cu două hotare. Hotarul unui sat era împărțit în două părți egale. O parte a hotarului era arat iar celălalt lăsat să se „odihnească” prin practicarea pășunatului. Mai târziu s-a trecut la sistemul cu trei hotare, prin împărțirea în trei părți egale: pe o parte se cultivau plante care necesitau semănare toamna, pe cealaltă plante cu semănare primăvara, iar pe cea de a treia se practica pășunatul. Atât la sistemul cu două cât și la cel cu trei hotare terenurile se schimbau între ele periodic.

Datorită predominanței sectorului de creștere a animalelor (între activitățile agricole) s-au dezvoltat anumite meșteșuguri legate de prelucrarea produselor animaliere - piele, lână, lapte. Astfel din documentele aferente sfârșitului de secol XIX și începutului de secol XX, în special din săptămânalul local „Erdövidéki Hírlap” (Gazeta Ținutului Pădurilor) ne parvin informații despre măcelari, tăbăcari, blănari, cizmari, pantofari, curelari, producători de brânză. Cei mai mulți aveau atelierele în orașul Baraolt și erau organizați în bresle. În prezent numărul lor s-a redus foarte mult, unele chiar au dispărut, existând la nivelul depresiunii un singur tăbăcar, care se ocupă și de blănărie, un singur meșter care repară pantofi și un singur curelar.

Între cele două Războaie Mondiale a început să funcționeze o fabrică de prelucrare a laptelui, care s-a extins și după naționalizare. În anii 1990 a funcționat ca punct de lucru al unei întreprinderi mai mari, iar după anul 2005 a fost vândută unui investitor grec, care între timp a construit o fabrică la Brașov, iar la Baraolt a rămas doar o parte logistică și un punct de colectare a laptelui. Toate acestea au oferit locuri de muncă unui număr de circa 60-70 persoane (astăzi mai având doar 10 angajați).

Odată cu explozia populației din secolul al XIX-lea terenurile agricole au devenit insuficiente, extinderea lor având loc prin defrișări.

Comparând harta realizată după cea dintâi ridicare topografică a Transilvaniei, efectuată între 1763 și 1787, la scara 1:28 800 cu cea din 1976, la scara 1:25 000, se poate evidenția amploarea defrișărilor. Astfel se remarcă în primul rând Platoul vulcanic, reprezentat de dealurile Pietros (715m), Botul Dungilor (628m), Dealul Mare (722,6m), Ulmului (726,7m), apoi bazinul superior al pârâului Căpeni, Dealul Scândurii (626,3m), Mestecănișului Mic (610m), Dealul Gaura Mică (623m), Bazinul superior al pârâului Dungo, al pârâului Agriș, Dealul Românului (672,4m), suprafețe de pe care au fost tăiate masiv pădurile, locul lor fiind luat de fânețe, pășuni sau terenuri arabile.

Activitatea de bază a locuitorilor (agricultura) a fost și este acompaniată de o serie de alte activități bazate pe resurse strict locale.

Principală resursă a fost și este lemnul (de stejar, fag, amestec și mai puțin de rășinoase). Cu toate că în Depresiunea Baraolt, în prezent, suprafața ocupată de păduri este de doar 2,7%

din suprafața totală, între limitele administrative actuale ale comunelor, proporția suprafețelor împădurite se ridică la peste 45%. Ele se extind până pe culmile Munților Harghita, Munților Perșani și Munților Baraolt.

În fiecare localitate a depresiunii au existat gateri, care furnizau cherestea pentru construcții, pentru dulgheri și material lemnos pentru un alți meșteșugari, care foloseau materia lemnoasă - tâmplari, rotari, dogari. Prima s-a menținut până azi, celelalte două au fost uitate sub influența progresului tehnologic. Pe lângă producerea de mobilier obișnuit a evoluat și latura artistică a acestui meșteșug, rezultând mobilă pictată cu motive tradiționale secuiești. Centrul cel mai important în acest sens a fost și este Vârghișul, unde s-au păstrat vestigii ale picturii pe lemn încă de dinaintea anului 1568. Documentele istorice certifică anul 1568 ca moment concret de existență a meșteșugului de realizare a mobilei pictate la Vârghiș. În prezent sunt mai multe familii care pe lângă sculptura în lemn practică și confecționarea de mobilă pictată. Dintre ele cele mai vestite și cele mai vechi sunt familiile Sütő și Máthé.

Meșterii tâmplari și olari au folosit pentru înfrumusețarea produselor lor pigmenți pe bază de materiale naturale, în principal minerale ce se găsesc în depresiune sau în zonele montane înconjurătoare. Spre exemplu s-a folosit vivianitul - $\text{Fe}_3(\text{PO}_4)_8\text{H}_2\text{O}$ (pentru nuanțe de albastru) existent în arealele cu umiditate permanentă din zonele joase ale depresiunii; malachitul - $\text{Cu}_2(\text{OH})_2\text{CO}_3$ (pentru nuanțe de verde) ce se aduna de pe valea pârâului Sărman din Munții Perșani; cinabaritul - HgS (pentru nuanțe de vermillion) de pe valea pârâului Baraolt din zona de la nord de Herculian; depunerile din jurul apelor minerale feruginoase pentru ocră; manganul de pe valea pârâului Keselyő (afluent de pe dreapta al pârâului Baraolt), pentru nuanțe de roșu. Tot pentru nuanțe de roșu s-a folosit și hematitul - Fe_2O_3 - din Perșani și aparatul Cucu. Pentru obținerea albului s-a folosit caolinul de la Doboșeni, apoi, iar pentru roșu, bauxita de pe valea pârâului Tipia și Carhaga din Munții Perșani și de pe valea pârâului Stejarul de lângă Doboșeni. Tot pentru nuanțe de alb sau maro s-a utilizat diatomita de pe valea Cormoșului de la nord de Filia. Piatra ponce, ce se găsește resedimentată și în stratele de nisip al terasei fluvio-lacustre, era utilizată ca material abraziv în atelierele de tâmplărie.

Procesul de exploatare și prelucrare a lemnului în Depresiunea Baraolt, acesta nu a evoluat către marea industrie, din mai multe cauze, între care enumerăm: lipsa de capital; valorificarea inferioară (sub formă de lemn de foc, bușteni și cherestea - produse care nu dau o plusvaloare mare); începerea exploatarea lignitului, existența pe o rază de circa 50 km a unor mari centre urbane care au absorbit forța de muncă; lipsa unor căi de comunicație rapide (căi ferate, șosele de bună calitate, care ar fi înlesnit valorificarea produselor din lemn și fluxul de capital).

Totuși această tradiție meșteșugărească (de exploatare și prelucrare a lemnului) nu a fost întreruptă niciodată. În anii comunismului micii meșteșugari tâmplari au fost forțați să intre într-o cooperativă, care a conservat majoritatea micilor activități manufacturiere, fie prin munca la domiciliu, fie centralizat în orașul Baraolt, unde, în secția de tâmplărie lucrau, până în 1989, între 100 și 160 de angajați.

În prezent există două firme care prelucreză lemnul (până la mobilă ca produs finit), dintre care una la Stația Tehnică (care produce și elemente de mobilă pentru o export), iar cealaltă la Brăduț. O altă firmă, cu capital italian, produce jucării din lemn și exteriorizează o parte a producției la tâmplari. Gateri care produc exclusiv cherestea destinată comercializării funcționează, ca și în trecut, în fiecare localitate a depresiunii, cu excepția comunei Augustin.

În evidențierea celorlalte resurse prin care Depresiunea Baraoltului a căpătat specificitate trebuie să se facă referire la resursele de subsol. Se poate vorbi de acele resurse legate de caracterul de bazin de sedimentare (argila și ligniții) și de cele legate de eruptivul lanțului harghitean (mineralizațiile de limonită, siderită, apele minerale și andezitele).

Din prima categorie, cea care a fost folosită din cele mai vechi timpuri, este argila, care se găsește lenticular în depozitele de luncă și în straturi împreună cu marnele, la poalele Munților Baraolt și Perșani, în structuri Pliocene. Ambele tipuri de argilă au fost utilizate la început pentru olărit, iar apoi pentru ceramică de construcție, cărămizi arse și țigle.

Cel mai renumit centru pentru meșteșugul ceramicii arse este (din Evul Mediu) localitatea Bățanii Mari. Țiglele fabricate aici (Țigla de Bățani) au fost utilizate la acoperirea șarpantelor multor clădiri, care azi sunt monumente istorice importante.

În prezent mai sunt doar cinci familii în Bățanii Mari care se ocupă cu acest meșteșug, dintre care patru mai ard tradiționalele țigle cu vârf ascuțit și una care produce la nivel de mică industrie, doar țigle cu vârf rotund.

Meșteșugul de ardere a cărămizilor nu s-a limitat doar la această localitate. Tradițional era, pentru cei care își permiteau, ca înainte de a-și construi o casă de cărămidă, să tocmească zilieri, adeseori romi, să caute o lentilă de argilă pe propriul lot de pământ, să producă și să ardă cărămizile necesare pe loc. Această practică s-a menținut până la începutul secolului actual, azi dispărută ca activitate.

O altă resursă este lignitul. Credem că această resursă energetică este cea care, după începerea exploatării industriale în 1872, a determinat, pe de o parte, cele mai însemnate și mai de amploare acțiuni de organizare a teritoriului depresiunii, mergând până la „parazitare antropică”, iar pe de altă parte a impus naturii noi procese de autoorganizare.

Lignitul a fost folosit pentru prima oară, în depresiune, de un meșter fierar numit Szabó Imre în 1839, iar exploatarea industrială a început la Căpeni după un studiu amănunțit efectuat de geologul D. Stur, de la Institutul Imperial și Regal de Geologie din Viena și finanțat de „Erdélyi Kereskedelmi és Hitelbank” (Banca Comercială și de Credit din Transilvania). Mina de la Căpeni a reprezentat, la aceea vreme, prima și cea mai modernă mină din secuime. Din punct de vedere social și economic, exploatarea lignitului nu a indus nici scoaterea din izolare a depresiunii nici motorul unei dezvoltări continue și susținute.

Înainte de naționalizare a funcționat cu intermitențe, inclusiv la Căpeni, unde în apropierea galeriilor a fost construit un cartier nou (Colonia Căpeni), o cale ferată, ce servea exclusiv exploatarea și o legă de linia Brașov-Sighișoara, pod de cale ferată peste Olt și silozuri de depozitare și încărcare. Perioadele de oprire a exploatării au provocat greve și proteste consemnate în media vremii. În prezent, din toate acestea nu mai există, decât cartierul, cu 17 case, cu câte două apartamente fiecare, înșirate pe două străzi paralele așezate pe două terase artificial create și un număr de 95 de persoane rezidente.

După naționalizare începe cea mai înfloritoare perioadă a exploatării lignitului ce ține până în anii 1990-1992. Se deschid noi exploatări, crește producția și concomitent crește și numărul locuitorilor orașului Baraolt.

Perioada de după 1950 este importantă și prin prisma luării unor decizii cu repercusiuni asupra organizării teritoriale. Acestea s-au răsfrânt atât asupra fizionomiei actuale a depresiunii cât și asupra proceselor sociale și economice desfășurate din care rezultă și problemele de această natură din prezent.

Odată cu epuizarea rezervelor de lignit de la Căpeni, mina de aici se închide fără lucrări de ecologizare, se desființează calea ferată, silozurile de încărcare de pe lângă linia Brașov-Sighișoara, sediul întreprinderii se mută la Baraolt și sunt deschise exploatările de la Vârghiș (1954). Concomitent cu aceste evenimente, se înființează atelierele de reparații a utilajelor miniere de pe podul terasei fluvio-lacustre, se construiesc noi silozuri de încărcare care sunt legate printr-o cale ferată de Vârghiș, de cariera Racoș-Golf și de stația Augustin. Așadar, concomitent cu relansarea exploatării de după închiderea minei Căpeni se iau decizii de dezvoltare a infrastructurii de transport. Cu toate că se planificase construirea unei linii și la Biborțeni, aceasta nu se mai execută. Argumentul a fost acela că, dacă se dezvoltă și mai mult procesul de îmbuteliere a apei minerale, mina rămâne fără forță de muncă. Aceasta este una din deciziile care au condus spre o dezvoltare economică monoindustrială a depresiunii. Nu ne propunem a relua istoria deschiderilor și închiderilor diferitelor exploatări din câmpurile

miniere, aceasta fiind evaluată la capitolul 4.3.4. Dorim doar să scoatem în evidență acele momente, în care, de pe urma deciziilor, s-au impus linii de evoluție socio-economică.

La sfârșitul anilor 1960, începutul anilor 1970 se ia o altă decizie, care după 25 de ani a atras după sine prăbușirea industriei miniere de la Baraolt. A existat posibilitatea de a se alege între construirea unei centrale termoelectrice pe bază de cărbune și a unei fabrici de brichetare a lignitului. Din analizele făcute și prezentate în capitolul 4.3.4 era cunoscută concentrația mare de cenușă a cărbunelui extras, (peste 10%) ceea ce reduce mult posibilitatea de brichetare. Totuși, s-a optat pentru cea de a doua variantă. Dacă s-ar fi optat pentru centrală, s-ar fi creat o importantă bază infrastructurală pentru apariția și dezvoltarea altor ramuri industriale. Centrala a fost construită până la urmă la Brașov.

După construirea ei, fabrica de brichetare, a funcționat un an de zile, brichetul fabricat fiind de proastă calitate și nevalorificabil. Astfel, a rămas ca singură variantă de valorificare al cărbunelui extras, cea de transport pe calea ferată la Brașov sau la alte centrale din țară. Clădirile acestei fabrici s-au deteriorat de-a lungul timpului, iar cu ocazia lucrărilor de închidere și ecologizare a minei Racoș-Puț, aflată în apropiere, în 2007 au fost demolate.

Acestea au fost, după părerea noastră, cele două decizii care, pe de o parte, au dus la o dezvoltare de tip monoindustrial, iar pe de altă parte la închiderea minelor de după anii 1995.

După 1989 deciziile luate la București, în privința funcționării activității de extragere a lignitului la nivel național, au avut cel mai mare impact asupra organizării actuale a teritoriului depresiunii. Prin înființarea Societății Naționale a Lignitului Ploiești, includerea exploatărilor miniere din Depresiunea Baraoltului în ea, trecerea responsabilităților decizionale la centru, s-au creat condițiile pentru punerea în imposibilitate de funcționare a mineritului pe plan local. Astfel, dacă în anul 1990 întreprinderea minieră avea 3264 de angajați, în 1994 încă mai lucrau în minele din depresiune 2463 de angajați, în 1997 încep valurile de disponibilizări (tabel 31), cu trimitere în șomaj și acordare de plăți compensatorii pentru 1666 de angajați, aproape 700 de persoane și-au desfășurat contractele de muncă individual. În prezent s-a ajuns, ca punctul de lucru din Baraolt al firmei din Ploiești care se ocupă acum de exploatare, să aibă numai 8 angajați. O parte a lucrărilor sunt exteriorizate către terți, care în prezent angajează numai 70 de oameni, locuitori ai Depresiunii Baraolt.

Anul	1997	1998	1999	2002	2003	2004	2005	2006	2007	Total
Număr angajați disponibilizați	410	200	200	220	50	190	110	50	236	1666

Tabel nr.31. Disponibilizările masive de la Exploatarea Minieră Căpeni

Producția a scăzut continuu, de la acel maxim de 1 milion de tone anual în anii 1980, la numai 250 mii de tone în 2005 și la 183 mii tone în 2012. Pentru a supraviețui în formula actuală producția nu trebuie să scadă sub 60 mii tone.

Problema principală este că contravaloarea acestei producții nu ajunge direct la Baraolt ci la Ploiești, unde este sediul social al firmei și unde se decide procesul economic de exploatare. Deciziile luate în ultimii ani sunt defavorabile dezvoltării, iar accentuata funcție monoindustrială a depresiunii a lăsat urme sociale și economice, care până acum s-au dovedit insurmontabile, indiferent de deciziile guvernamentale.

Din evoluția exploatărilor de lignit, desfășurate de-a lungul timpului, care sunt urmare a deciziilor locale și centrale și din evoluția numerică a populației, evaluată anterior, se reflectă foarte clar rolul jucat de această resursă naturală în viața oamenilor de aici, în procesele organizatorice desfășurate sub impulsul necesarului de energie.

La nivelul subsistemului natural al depresiunii, s-a mai apreciat că, ligniții sunt parte a unei înlănțuiri cauzale ce culminează cu formele de relief antropic. La rândul său „parazitarea antropică”, prin toate formele sale, este expresia cea mai elocventă a organizării spațiale.

La nivelul subsistemului socio-economic, lignitul s-a comportat ca un atractor, polarizator de populație, a produs o emulație economică necunoscută până atunci de întreaga depresiune. Dar, în același timp, a limitat evoluția social-economică de a atinge un nivel superior. Seriile de decizii organizatorice, în care au intervenit interese, dorințe, motivații subiective, apoi impulsurile primite de sistem din exterior, pe calea evenimentelor istorice (reorganizarea societății românești de după 1989), a legislației, chiar a conjuncturii energetice internaționale, au distrus capacitatea de polarizare a lignitului. În lipsa altor ramuri industriale în plină evoluție, care să fi absorbit forța de muncă disponibilizată de la extragerea acestei resurse, pe care s-a bazat economia depresiunii, lignitul a ajuns să aibă rol de disipare, de amortizare a vieții economice, de forțare a populației la emigrare.

Pe cât de negativ se reflectă acum mineritul în viața social-economică, pe atât de pozitivă este acum acțiunea lui asupra subsistemului natural. În toate carierele și la toate exploatățile subterane, ecologizate sau nu, natura își reintră în drepturi. Au fost declanșate noi procese autoorganizatorice, s-au impus noi direcții de evoluție naturală. Ele sunt pozitive și au fost exemplificate de-a lungul acestei lucrări.

Dintre resursele legate de eruptivul harghitean, un rol însemnat în evoluția social-economică a depresiunii l-au jucat mineralizațiile de limonit. Cu toate că zăcămintele se află în afara limitelor definite, pe ele s-a sprijinit meșteșugul prelucrării fierului din cele mai vechi timpuri.

În localitățile de la limita nordică (ex. Doboșeni, Filia, Herculan) au existat furnale ce au funcționat cu intermitențe până în anii 1950. Exploatarea minereurilor s-a realizat organizat pe valea pâraului Bradul Mare, în locul numit Bodvaj, unde este aproape de suprafață. Și în celelalte locuri s-au exploatat minereurile aflate în condiții geologice similare. În zona localității Doboșeni pe locul numit de localnici „Vas Ásás” (Săpătură de fier), s-au realizat gropi în formă de pâlnie pentru extragerea minereului. Pâlniile nu aveau diametre mai mari de 2-3 m și adâncimi de 3 m. În perimetrele acestor așezări era ceva obișnuit mersul la arat cu sacul. Galeții care ieșeau după plug se vindeau la furnale. Perioada de glorie a prelucrării fierului a fost în secolele XVIII și XIX, când a funcționat un furnal și la Baraolt. Dar cel mai mare a fost cel de pe valea pâraului Bradul Mare, în jurul căruia a existat și o localitate și care a sprijinit și Revoluția de la 1848, turnând un tun și ghiulele aferente. După 1850 întreprinzători sași din Brașov construiesc un furnal modern la Filia, dar după 15 ani de activitate dau faliment. Cantitatea și calitatea minereului nu au ajutat dezvoltarea unei adevărate industrii siderurgice. Dintre toate furnalele, în prezent mai există cel restaurat ca monument istoric, existent pe valea pâraului Bradul Mare și cel de la Filia, transformat într-un mic muzeu sătesc.

Apele minerale au jucat și joacă un rol important în viața localnicilor. A fost și este principala sursă de apă potabilă a populației din depresiune. Ivirile naturale au fost de foarte mult timp captate în tuburi de lemn, pentru a înlesni folosirea lor. Unora dintre aceste izvoare, pe baza experienței, li se atribuiau proprietăți curative și erau folosite ca atare. De exemplu, voievodul Transilvaniei, Bethlen Gábor (1580-1629) a folosit apa izvorului nr. 2 (harta 21) pentru a-și trata guta. Mult timp au funcționat băi sătești cu ape minerale încălzite în cazane la Bășanii Mari, Doboșeni, dar mai ales la Biborțeni, unde a fost construit și un ștrand, dar din cauza neclarității dreptului de proprietate în prezent locul este în paragină.

La sfârșitul secolului XIX, mai precis în anul 1871, a început îmbutelierea apei minerale, cu metode rudimentare, din izvorul numit atunci Borhegy, aflat la baza vârfului Tirco. Această mică fabrică a funcționat până la sfârșitul secolului al XIX-lea. În prezent izvorul este sec. Mai târziu, tot în același scop a fost folosit un alt izvor, aflat într-o fântână în mijlocul satului, acolo unde este azi o secție a fabricii de îmbuteliere. În anii 1950 s-a executat un foraj în apropierea acestei fântâni, denumit 1 Mai (izvorul nr. 21 din tabelul 9b, harta 21). Între anii 1970-1973 s-au executat alte 4 foraje în lunca pâraului Baraolt F7, F8, F9 și F9bis (izvoarele nr. 17, 18, 19, 20, harta 21), care alimentează și în prezent industria de îmbuteliere.

Situația prezentă a îmbutelierii de la Biborțeni este oarecum asemănătoare cu cea a exploatarei lignitului. Sediul social al firmei sau al firmelor care dețin fabrica nu este la Baraolt sau Biborțeni. Sumele provenite din producția valorificată nu se întorc aici. Continuitatea

producției nu este asigurată, iar datorită unui management defectuos fabrica nu poate produce la capacitate maximă, astfel una din cele mai importante resurse, care ar putea deveni motorul creșterii economice, a depresiunii este deocamdată insuficient valorificată.

O altă resursă, care se leagă de eruptiv, și care și-a pus amprenta asupra stilului construcțiilor din depresiune este andezitul. Cu toate că se află în afara limitelor definite, cariera de pe valea pârâului Baraolt a furnizat piatră cioplită, denumită de localnici „Piatră roșie de Herculian”, pentru stâlpi de porți, picioare de poduri, fundament de clădiri, pietre funerare (Foto 11, 12, 13) de pe tot cuprinsul zonei etnoculturale al Ținutului Pădurilor.

În prezent mai trăiesc doar trei persoane la Herculian, care cunosc meșteșugul ciopririi andezitului, iar cariera este părăsită, acest material de construcție natural și valoros fiind înlocuit de altele moderne.



Foto nr.11: Picioare de pod confecționat din andezit de Herculian



Foto nr. 12: Stâlpi de porți confecționate din andezit de Herculan



Foto nr.13: Fundament de casă din andezit de Herculan

Din toate aceste fapte geografice, demografice, de locuire, sociale, socio-economice se cristalizează legăturile, relațiile, interacțiunile între formele de ordine naturală, edificate de-a lungul timpului geologic și procesele organizatorice prin care locuitorii depresiunii și-au manifestat teritorialitatea. Sprijinindu-se pe realitățile oferite de subsistemul natural, l-au transformat pe acesta, prin implicare activă a gândirii, conform cu variabilele specifice unui proces de organizare teritorială (interese, motivații, tradiții, mentalități) într-un teritoriu cu specificități funcționale de netăgăduit

La început, acțiunile de organizare teritorială s-au limitat la simpla satisfacere a nevoilor cotidiene de trai. Odată cu trecerea timpului, cu creșterea numărului locuitorilor, cu întărirea interconectării cu teritoriile în care depresiunea se integrează, cu creșterea nivelului de trai, cu creșterea pretențiilor, aceste procese s-au intensificat și a rezultat un mod de viață specific.

11. 2. Rolul factorilor fizico-geografici în edificarea sistemului de așezări

Depresiunea Baraolt este un teritoriu locuit încă din epoca pietrei cioplite, așa cum s-a precizat și în subcapitolul precedent. Dacă atunci erau preferate promontoriile, arealele situate deasupra luncilor inundabile, podurile de terasă, văile cu deschideri naturale ale celor mai valoroase resurse de atunci (opal, lut), ele s-au schimbat foarte mult de-a lungul timpului, aceste locuri fiind practic abandonate.

Sistemul actual de așezări cuprinde un oraș (Baraolt), trei comune (Bățani, Brăduț, Vârghiș) și 9 sate (Bățanii Mici, Biborțeni, Bodoș, Căpeni, Doboșeni, Filia, Herculan, Racoșul de Sus, Tălișoara), fiecare dintre ele aparținând administrativ orașului sau comunelor.

După numărul de locuitori, singurul oraș al depresiunii se încadrează în categoria de celor foarte mici. La recensământul din 2012 nu mai atinge nici 6000 de locuitori (5239 locuitori, fără satele aparținătoare). Satele și comunele se încadrează în sate foarte mici, al căror număr de locuitori este sub 500 (Bodoș, Micloșoara), sate mici, având între 500 și 1000 de locuitori (Biborțeni, Racoșul de Sus, Tălișoara, Bățanii Mici) sate mijlocii, cu o populație cuprinsă între 1000 și 2000 de locuitori (Căpeni, Doboșeni, Filia, Vârghiș, Herculan, Brăduț, Bățanii Mari).

Rețeaua de străzi a localităților depresiunii poartă amprenta evoluției lor istorice. Străzile construite în diferite perioade reflectă acele condiții favorizante, care au dus la edificarea lor, iar caracteristica comună pentru toate localitățile este răsfirarea. Se poate observa că accesul la apă a avut rolul cel mai important în amplasarea așezărilor și în configurarea străzilor.

Orașul Baraolt este exemplul cel mai tipic. Strada cea mai veche se întinde de-a lungul malului stâng al pârâului Baraolt, în lunca inundabilă, urmând cotiturile sale. Apoi, mai târziu,

paralel cu aceasta, pe malul drept, la o distanță cuprinsă între 200 și 300 m în lunca neinundabilă, s-a construit în secolele XVIII-XIX, actuala strada principală. Grădinile caselor de aici se întind pe fruntea terasei fluvio-lacustre, beneficiind de expoziția sudică și de solul mai fertil. Către vadurile pârâului se îndreaptă străzi scurte, ce se repetă cam din 150-250 m. Probabil aceste trasee erau folosite pentru a traversa prin vaduri, ori pentru a aduce apă pentru spălat sau adăpat animale. Așa a apărut o rețea de străzi cu două artere principale pe cele două maluri ale Baraoltului, legate din loc în loc prin străzi scurte, înguste. Dacă la capătul fiecăreia ar fi un pod, prin care cele două artere să fie legate, am putea avea o configurație asemănătoare unei rețele rectangulare evoluată spontan. Din cele 7 străduțe de legătură, numai 3 au poduri la capete și astfel apare o configurație cu două artere paralele, dintre care una, cea mai nouă, (fig. 59 - ilustrație) are tentacule spre cealaltă.

Cartierele construite după anul 1950 se întind în partea de nord al orașului, pe fruntea și podul terasei fluvio-lacustre, pe terenuri în care s-au executat lucrări de taluzare și reconfigurare de pantă. Toată această zonă rezidențială are o structură rectangulară ce nu ține seama de aspectul reliefului. (harta 31).

Astfel, cele două areale ale orașului, cea veche și cea nouă, se disting net una de cealaltă. În primul areal s-a ținut cont de relief, sursa de apă, posibilități de a ajunge la ea, de o valorificare rațională a resurselor avute la dispoziție. Partea veche se mulează pe posibilitățile oferite de autoorganizarea naturală. În cel de al doilea, panta reliefului și scurgerea de pe versant au fost reorganizate pentru a impune o structură urbană.

Tiparul de alungire al străzii principale de-a lungul apei curgătoare este urmat și în celelalte localități ale depresiunii, cu prioritate în cele din nord, la contactul cu platoul vulcanic harghitean. Este vorba de satele Herculian, Filia, Doboșeni.

La Herculian, lunca îngustă și versanții cu înclinări mari ai văii pârâului Baraolt nu au permis dezvoltarea unei alte configurații a rețelei stradale, cu excepția arealelor de confluență cu fire de apă de mici dimensiuni, de-a lungul cărora s-au mai dezvoltat o serie de străzi mici. De acest tipar se detașează cartierul romilor apărut în ultimii ani.

În localitatea Filia există același tip de rețea, cu strada principală întinsă în lungul Cormoșului. Acolo unde lunca se lărgeste la circa 500 m s-au dezvoltat străzile secundare. Unele sunt paralele cu cea principală și cu traseul albiei minore iar altele sunt perpendiculare pe acesta.

La Doboșeni, diferența față de tiparul amintit constă în faptul că, strada principală nu urmează o apă curgătoare ci contactul luncii neinundabile a pârâului Volal cu Dealul Hotarului

(620,7 m). În apropierea confluenței acestui pârau cu Cormoșul s-a dezvoltat un nucleu compact de străzi rectangulare.

Urmărind configurația rețelelor stradale din celelalte sate ale depresiunii iese în evidență trăsătura comună de sat-drum, impus de condițiile de relief (vale îngustă-Herculian, Filia); de contactul dintre două forme de relief (Doboșeni); de marginea podului de terasă fluvio-lacustră (Tălișoara); de posibilitățile de alimentare cu apă; de inundabilitatea terenului

Satul Racoșul de Sus, pe lângă strada principală din lunca inundabilă a pâraului Rica, are străzi urcate pe fruntea terasei fluvio-lacustre. Ele urmează atât trasee de-a lungul torenților stinși, care brăzdeză această formă de relief, cât și de-a lungul curbelor de nivel.

Acolo unde condițiile permit, intravilanul satelor se lărgeste, se îmbogățește cu străduțe secundare, formând în mare parte rețea rectangulară sau apropiată de acesta. În cazul comunei Vârghiș se remarcă satul vechi, întins prelung de-a lungul pâraului Vârghiș și cel dezvoltat de-a lungul vechiului drum de legătură, ce a devenit în prezent DJ131, între Apața (jud. Brașov) și Feliceni (jud. Harghita). Devieri de la această regulă prezintă satele Bățanii Mici, Bățanii Mari, Bodoș și Căpeni.

Bățanii Mici este un sat tentacular, cu un centru dezvoltat pe un glacis de luncă de la poalele Dealului Românului (660,5 m) și străduțe întinse de-a lungul unor mici văi cu debușeu în lunca pâraului Baraolt.



Fig. nr. 59. Ilustrație a structurii de străzi a orașului Baraolt, la prima ridicare topografică din 1763 – 1787

În cazul comunei Bățanii Mari iese în evidență faptul că s-a format din contopirea, după 1876, a două localități distincte (Sepsibacon și Telegdibacon), despărțite doar de pârâul Ozunca. Primul se întindea pe conurile de dejecție îngemănate ale pârâului Bățani și Fierarului, iar cel de-al doilea pe direcția vest-est, de-a lungul pârâului Ozunca.

Satul Bodoș, din cuveta omonimă, conform primei ridicări topografice din 1763-1786, a avut o singură stradă, pe fundul cuvetei de-a lungul pârâului. De atunci s-a mai dezvoltat o stradă paralelă cu prima la un nivel superior, de-a lungul curbilor de nivel, pe versantul de orientare nordică a cuvetei. Acesta este motivul pentru care există o rețea diferă de cea a celorlalte sate.

O rețea cu totul diferită de celelalte se remarcă în cazul satului Căpeni, care se mulează perfect pe conul de dejecție al pârâului omonim. Străzile sunt paralele între ele și cu arcuirea conului. Există și alte două elemente care diferă de celelalte sate, respectiv dezvoltarea a două străzi de culme și dezvoltarea unui cartier de tip urban în jurul vechii clădiri de birouri a minei.

Din evaluarea hărților executate (hipsometrică, a pantelor, geomorfologică, hidrologică, a rețelei străzilor localităților depresiunii) se pot pune în evidență condițiile de localizare a așezărilor în raport cu oportunitățile de ordin fizic pe care acestea le-au exploatat.

Diferența de altitudine între bazinul vestic și cel estic al depresiunii se răsfrânge și asupra înălțimii la care se localizează așezările. Astfel, localitatea situată la cea mai mare altitudine este satul Herculian din nordul bazinului estic. Capătul din amonte se află la 603 m, cel din aval al 558 m, iar cartierul romilor urcă pe versantul drept (vestic) al pârâului Baraolt, la 650 m. În ordinea descrescătoare a altitudinilor urmează satul Bodoș, unde casele urcă pe versanții cuvetei la 579-560 m și nu coboară sub 518 m. Celelalte două sate ale bazinului estic (Bățanii Mici și Bățanii Mari) se situează cam la aceleași altitudini, cuprinse între 549-543 m (altitudini maxime) și 514-507m (altitudini minime).

În bazinul vestic, a cărui altitudine coboară dinspre nord către sud, satele Filia, Doboșeni și Vârghiș se află la cele mai mari altitudini (528, 519, 517 m), iar satul Augustin la cea mai mică înălțime (499 și 465 m).

Orașul Baraolt se desfășoară între 480 și 472 m altitudine, de-a lungul pârâului omonim, dar are cartiere rezidențiale (pe terasa fluvio-lacustră) la 505 m și chiar la 519 m.

Hărțile pantelor, pe care se suprapun intravilanele așezărilor, evidențiază faptul că sunt utilizate acele terenuri a căror înclinare este cuprinsă între 0° și 2°. Străzile vechi (principale) ale localităților au fost construite pe aceste terenuri. Chiar dacă luncile pârâurilor sunt înguste, grădinile caselor urcă pe suprafețe ale căror înclinare este cuprinsă între 2°-6° și 6°-10°. Așa este cazul satelor Herculian, Vârghiș (cartierul aflat de-a lungul DJ 131), Doboșeni, Augustin, Bățanii Mari, Biborțeni. La Doboșeni, Herculian și Augustin excepție fac doar acele zone unde romii și-au construit cartierere în ultimii 20 de ani și care nu țin cont de înclinarea versanților.

Dintre așezările depresiunii, Bodoșul are casele construite pe terenuri cu cea mai mare înclinare. Casele sale au fost construite și pe terenuri cu înclinări cuprinse între 6°-15°.

Orașul Baraolt este la polul opus. A fost construit pe terenuri a căror înclinare maximă este de 6° și acestea doar la capătul nordic al cartierului nou, de blocuri de locuințe și o mică porțiune din fruntea terasei fluvio-lacustre.

Datele climatice evaluate în capitolul 6 au fost luate punctiform de la stația meteorologică Baraolt, astfel că date topoclimatice relevante pentru diferite areale ale depresiunii nu ne sunt disponibile. Ceea ce se poate concluziona, din datele pluviometrice ale SGA Covasna, este faptul că, satul Bățanii Mari din bazinul estic, se află în conul de umbră pluviometrică al înălțimilor de peste 1300 m ale Harghitei de Sud. Adică cantitățile de precipitații sunt puțin mai mari iar minimele și maximele sunt deplasate față de cele măsurate la

stația meteorologică. Un con de umbră asemănător se poate scoate în evidență pentru satul Vârghiș. Datele postului pluviometric de aici, aflat la circa 6 km NV de stația meteorologică arată, de asemenea, o cantitate mai mare de precipitații. Este vorba de conul de umbră al Perșanilor.

Pentru celelalte așezări ale depresiunii nu se poate afirma că aceste condiții au influențat în vreun fel apariția lor. Cu excepția, poate, a satului Bodoș din cuveta omonimă. Situată la înălțime mai mare de cât altitudinea medie a depresiunii, închisă din toate părțile, cu o singură deschidere către nord-est, oferă condiții topoclimatice de adăpostire, cu viteze și frecvențe reduse ale vântului, fără inversiuni termice. Această formă de relief pare a oferi condițiile topoclimatice favorabile de locuit. Afirmația este sprijinită și de faptul amintit la subcapitolul 8.1., referitoare la obținerea aici, pe un versant de orientare nord-vestică, a unui soi de măr (Budai Domokos).

Dintre elementele fizico-geografice amintite până acum, rolul decisiv în localizarea așezărilor omenești din Depresiunea Baraolt îl deține apa. Toate localitățile au luat naștere de-a lungul unui pârâu, sau în imediata apropiere a acestuia. Majoritatea apelor curgătoare s-au orientat în lungul unor rupturi, iar din loc în loc au apărut apele minerale. Locuitorii au avut la dispoziție, astfel, două surse de apă pentru două scopuri diferite. Apele curgătoare pentru necesități gospodărești și economice precum spălat, gătit, adăpat animale, mori, gaterie și apa minerală ca apă potabilă. Acest sistem s-a menținut până azi, deoarece alimentarea cu apă a localităților se realizează prin tratarea apei pârâurilor, iar apa potabilă este procurată de la izvoarele de apă minerală.

Din cele evaluate mai sus se poate afirma că elementele fizico-geografice au impus un anumit mod de viață locuitorilor depresiunii, care au organizat teritoriul în funcție de specificitățile locale.

S-a mai amintit, că din cauza reliefului, a climei, a tipurilor de sol, principala ramură agricolă dezvoltată din timpurile vechi a fost creșterea animalelor. Aceasta a influențat și modul de concepere, de organizare a gospodăriilor. În toate satele depresiunii, gospodăriile care nu au fost reamenajate în perioada interbelică sau în anii comunismului prezintă și astăzi o casă de locuit nu prea mare, cu maxim două odăi, beci, prispă, un cuptor de coacere a pâinii încorporat sau detașat, apoi o șură, mult mai mare decât casa, cu grajduri separate pentru cornute mari, cornute mici și porcine și spații de depozitare a furajelor.

Resursa cea mai la îndemână era lemnul, care a devenit principalul material de construcție. Casa și șura erau construite din acest material și tencuite cu lut. Foarte puțini își permiteau să-și fabrice sau să cumpere cărămizi pentru construcția case sau a șurii. Pentru

fundații se folosea andezitul roșu de Herculian. Andezitul piroxenitic de culoare gri era cioplit și folosit ca albie de adăpat animale, întrucât nu crăpa nici iarna, chiar dacă apa îngheța. Toate acestea dau o specificitate și identitate arhitecturală satelor Depresiunii Baraolt. O altă ramură a economiei tradiționale o reprezintă diferitele meșteșuguri, amintite mai sus, pentru care evenimentul cel mai important al anului era târgul național de pe 12 noiembrie. Valorificarea resurselor locale de către meșteșugari își găsea expresia în fața întregii țări cu această ocazie, care, până la pierderea tradiției, odată cu înflorirea mineritului, era una din cele mai importante sărbători anuale, pe lângă cele religioase.

Odată cu dezvoltarea mineritului din anii comunismului, această tradiție s-a pierdut apărând o altă sărbătoare, care se poate lega acum de lignit și anume ziua minerului. Această zi se ținea în fiecare an în prima duminică a lunii august, ca o sărbătoare câmpenească. Odată cu închiderea minelor (perioada 1997-2007) s-a pierdut și această sărbătoare, indicând efemeritatea exploatarea acestei resurse.

Un alt element fizico-geografic de care nu ne-am legat până acum, dar care se s-a impus și se impune și azi în accentuarea specificității locului este poziția geografică. Cu toate că acest aspect s-a detaliat la capitolul 1, nu s-a insistat asupra rolului ei în procesele de organizare a teritoriului.

Depresiunea Baraoltului se individualizează de Depresiunea Brașovului prin poziția sa intermediară între zona netedă, ca o câmpie, a acesteia din urmă, și relieful accidentat al frunții platoului vulcanic, al versanților Munților Harghita, a Perșanilor și a Munților Baraolt. Acest fapt este un avantaj, deoarece oferă posibilitatea valorificării oportunităților oferite de ambele tipuri de suprafețe cu potențial geologic, de resurse, de relief, de climă, de vegetație și complex edafic diferite.

Locuitorii acestor meleaguri au profitat de aceste oportunități, așa cum s-a putut vedea de-a lungul acestei lucrări. Nu s-au putut lăsa de o parte nici elementele fizico-geografice oferite de zona montană înconjurătoare și nici cele oferite de o zonă depresionară joasă, netedă, larg deschisă. Aceste elemente se completează reciproc, definind complexul teritorial propriu al Depresiunii Baraolt.

Abordată dintr-un alt unghi, al faptului că este barată aproape din toate punctele cardinale: nord și nord-est de Munții Harghita, est și sud de Munții Baraolt, vest și nord-vest de Munții Perșani și având o oarecare deschidere spre sud pe valea Oltului, Depresiunea Baraolt dă senzația de capăt de țară, fund de sac. Cu alte cuvinte prezintă toate condițiile pentru a fi definită drept un teritoriu izolat.

Acest lucru s-a evidențiat de-a lungul timpului atât din punct de vedere administrativ cât și economico-social. Pentru scaunul Treiscaune a reprezentat întotdeauna un teritoriu îndepărtat, situat dincolo de pădurile și pasul greu accesibil al Hatod-ului, un fel de apendice, cam nedorit. Pentru scaunul Odorhei nu prezenta interes deoarece nu exista cale de acces facil, drumul peste Perșani prin pasul de pe valea Cepii sau prin Rica erau rute indirecte. Legătura cu Țara Ciucului era și mai greoaie din cauza înclinării și înălțimii reliefului Munților Harghita.

Izolarea s-a manifestat și din interior conștientizându-se printr-un sentiment de neapartenență la nici o altă entitate, ci doar la această mică țărișoară a Ținutului Pădurilor. Oamenii au trăit dintotdeauna cu gândul că trebuie să se descurce singuri în orice situație, bazându-se doar pe ceea ce condițiile unui teritoriu intermediar, între o zonă montană și una joasă netedă, le-au oferit.

Cu toate că acest tip de independență a reprezentat un avantaj în păstrarea identității, a devenit marele dezavantaj în posibilitățile de dezvoltare. Resursele limitate ale unui spațiu limitat, neîncrederea în alții și numai înforțele proprii și ele limitate, nu au permis acel salt necesar pentru scoaterea din izolarea socială și economică a regiunii.

Acest fapt se poate exemplifica prin istoria exploatării lignitului. Pentru a o porni nu existau la nivel local resurse financiare, ele au apărut sub forma unui împrumut de care s-a pomenit mai sus. Așadar, implicare din exterior sub formă de infuzie de capital. Imediat după cel de-al doilea război mondial, când producția era oprită, fondurile pentru finalizarea căii ferate între Colonia Căpeni și magistrala Brașov-Sighișoara și pentru reînceperea exploatării au venit de la Guvernul Român. Modul de gândire, ce provine din mentalitatea impusă de statutul de izolare, pe care s-au bazat deciziile din anii 1950-1970 au împiedicat apariția altor activități economice ce ar fi putut produce plusvaloarea necesară saltului în dezvoltare. Astfel după scăderea și oprirea totală a finanțării exploatărilor miniere viața economică a întregii depresiuni cade la nivelul de subzistență anterior începerii activității miniere.

11. 3. Resursele și dezvoltarea teritorială

Resursele naturale ale Depresiunii Baraolt reprezintă avuția naturală a acestui teritoriu, care a reprezentat și ar trebui să reprezinte baza de la care se pornește orice dezvoltare teritorială.

În capitolul 4.3.4 au fost evaluate resursele de subsol, iar în acest capitol s-a discutat despre rolul pe care ele le-au avut în evoluția vieții sociale și economice a teritoriului. În perspectiva încercării de a formula unele linii de evoluție viitoare a dezvoltării teritoriale a depresiunii este necesar a se vorbi și despre potențialul acestor resurse.

După numeroase studii ale condițiilor geologice în care se află toate cele șase straturi de ligniți, s-a concluzionat că stratul trei reprezintă cel mai mare potențial pentru exploatare. Din acest motiv el a fost denumit și stratul productiv. În unele bazine miniere ale Depresiunii, ca cel de la Vârghiș, Racoș și Baraolt primul strat se prezenta în condiții geologice favorabile exploatării cu metodele, tehnicile și tehnologia disponibilă în anii 1970. Astfel și acest strat a intrat în exploatare în aceste bazine. În anul 1973 se estima că în ritmul exploatării de 1 mil. t/an rezervele de cărbuni ale Depresiunii Baraolt ar putea ajunge pentru încă 80 de ani. Aceasta însemnând atunci că, minele de aici se închid definitiv în 2053. Dar o serie de factori interni, ca învechirea tehnologiei, utilajelor, calitatea lignitului extras (tabel 2.), apoi externi, ca prețul cărbunilor, cererea pe piață, orientarea politică spre tehnologii mai puțin poluante de obținere a energiei electrice, au dus la începutul anilor 1990 la diminuarea producției, la sistarea exploatării în unele puncte, pentru ca în cele din urmă toate minele (atât exploatările subterane cât și cele în carieră) să fie închise.

Contrar cu acest trend descendent al activității miniere, în anul 1997 încep lucrările de deschidere a unei noi cariere în lunca Oltului, respectiv cariera Racoș Sud. În acest areal straturile III și I de lignit se află aproape de suprafață și s-a trecut la exploatarea lor. În prezent stratul I nu se mai poate exploata (plonjează abrupt în adânc), iar cu exploatarea stratului III s-a ajuns la 86 m adâncime față de suprafața topografică. Un fapt important în tehnologie este acela că, odată cu decopertarea se încearcă și astuparea golului creat. Sterilul nu se depozitează în halde noi ci se reumple golul pricinuit de exploatare.

După cum s-a mai amintit în cadrul acestui capitol, producția de lignit și din această carieră a început să scadă din cauza cheltuielilor mari de exploatare, a îngustării pieței de desfacere, a crizei economice mondiale, a încheierii unor contracte dezavantajoase. Într-o discuție cu geologul Toth Levente, inginerul șef al exploatării, am aflat că, în august 2013 încă nu le fusese achitată producția pe 2012.

În asemenea condiții, cu toate că, potențial vorbind, există suficient cărbune gata de exploatat pentru următorii 5 ani, cariera poate să își sisteze activitatea în orice moment.

După sistarea activității nicio exploatare subterană sau supraterană din depresiune nu a fost conservată pentru a se putea reîncepe producția de cărbune. Toate au fost închise definitiv.

Din cele de mai sus se poate afirma că zăcămintele de lignit existente în Depresiunea Baraolt au trecut deja prin toate fazele: de la resurse teoretice, la resurse potențiale, la resurse exploatabile, exploatate și au revenit la cea inițială de resurse teoretice. Ar fi fost firesc ca ultima fază să fie de resurse epuizate, dar nu este așa. Conjunctura economică, deciziile luate și toate celelalte fapte trecute în revistă de-a lungul acestui capitol au avut ca rezultat

transformarea acestei resurse exploatare într-una teoretică, ce nu mai oferă perspectivă de dezvoltare acestei depresiuni.

Atât în capitolul 5.3.4, cât și în capitolul 7.3. s-au amintit cele 44 de izvoare minerale carbogazoase ce se găsesc pe acest teritoriu. Locuitorii le-au folosit și le folosesc zi de zi, ele fiind cele mai importante surse de apă potabilă.

Pentru îmbuteliere industrială, la fabrica de la Biborțeni sunt folosite forajele F8, F9, iar mai recent (2012) au fost construite conducte pentru aducerea la fabrică a apei din forajele pentru apă plată F2SNAM de pe valea Bradul Mare și F1SNAM de pe versantul Dealului Românilor. Dar sunt conectate la fabrică și forajele F7, F9bis Dacă se ia în considerare un regulament de îmbuteliere conform căruia apa unui izvor se poate îmbutea doar într-un singur sortiment comercial, pentru fabrica de la Biborțeni am putea avea pe piață 6 sortimente de apă.

Cu toate greutățile economice cu care se confruntă în zilele noastre firma care deține în momentul de față dreptul de îmbuteliere, a contractat de la Societatea Națională a Apelor Minerale pentru anul 2013 o cantitate de 26000m³ apă minerală pentru îmbuteliere, ceea ce reprezintă a șasea cantitate contractată la nivel național. (www.snam.ro). Această decizie a conducerii reflectă potențialul de care dispun forajele conectate la fabrică și speranță pentru actualii și viitorii angajați. Această cantitate ar putea fi și mai mare, dacă luăm în calcul că debitul cu care se pompeză apa din forajul F8 este 1,5l/s, iar din F9, 2,5l/s, ceea ce reprezintă 126144m³ pe an, cu 100000m³ mai mult de cât s-a contractat.

Nu poate fi lăsată de o parte utilizarea apelor izvoarelor nefolosite în scop industrial și consumate de populația locală a depresiunii. În 2009-2010 s-a efectuat un studiu care a avut ca scop relevarea cantității de apă neîmbuteliată luată zi de zi direct de la surse (Bodor Andrea, 2010). S-au avut în vedere izvoarele nr. 3, 19, 26, 30 (tabel 9a și 9b). Debitul total al acestora este de 4 l/s, ceea ce pentru o săptămână de 5 zile înseamnă 1728000 litri de apă. De la cele patru izvoare au fost luate în total 6430 litri, ceea ce înseamnă un grad de folosință de numai 0,3%.

Din cele de mai sus, se poate trage o singură concluzie. Cele 44 de izvoare aflate în interiorul limitelor trasate ale depresiunii reprezintă un potențial imens nevalorificat până acum, chiar dacă pentru utilizare industrială orice izvor trebuie să îndeplinească anumite condiții legate de debit și compoziție.

Este cunoscut faptul că, prin compoziția lor, apele minerale, pot avea efecte benefice asupra funcționării organismului uman, consumate sau folosite în îmbăiere la rece sau la cald. Despre folosirea apei unor izvoare minerale din depresiune în aceste scopuri s-a mai amintit în cadrul acestui capitol. Din păcate, această activitate nu se mai practică în prezent. Nici o firmă

sau instituție nu a încheiat contract de utilizare în acest scop a apei niciunui izvor cu SNAM pentru anul 2013. Ar fi oportun un studiu detaliat asupra izvoarelor care, în trecut, au fost folosite în scop balnear, cele de la Biborțeni, Doboșeni, Bățani, Baraolt.

Mulțimea izvoarelor, compoziția lor variată, bogăția în CO₂ dizolvat, reprezintă un însemnat potențial balnear nevalorificat. Baia de la Biborțeni a fost recent preluată de Consiliul Local Baraolt, care a depus o cerere de finanțare pentru reabilitare. Din lipsa de tradiție, de studii aprofundate pentru valorificare balneară, apa minerală a depresiunii rămâne un bun foarte puțin folosit, atât pentru îmbuteliere, cât mai ales în scop de wellness și spa.

O altă categorie de resurse de subsol este cea a materialelor de construcție. Strict în interiorul limitelor depresiunii s-a amintit de argile folosite pentru fabricarea cărămizilor și țiglei. Materialele de construcții mai moderne, precum și lipsa de preocupare a familiilor care se ocupă de producerea cărămizilor și țiglelor de Bățani, pentru omologarea lor sau creare de brand, fac să piardă piața și să rămână la nivel de meșteșug popular.

Pe lângă straturi de argilă lenticulare, în coloanele litologice, prezentate în capitolul 4.3.3, fig. 3 și harta 4 s-au pus în evidență și altele de grosimi ce pot reprezenta potențial pentru valorificare.

Pe plan local, potențial de valorificare dețin și straturile de nisip aflate în structura terasei fluvio-lacustre de pe malul stâng al Cormoșului. Tot în această ordine de idei se poate aminti și spălarea și sortarea balastului rezultat din decopertarea lignitului de la cariera Racoș Sud.

Toate aceste materiale de construcție nu reprezintă potențialul necesar pentru a resuscita economia acestei regiuni. Ele sunt acele resurse naturale, care fac mai ieftină construcția de orice fel, pe plan local.

În planul materialelor de construcții potențial mult mai mare reprezintă marnele care pot fi folosite în industria lianților, ca materii prime. Marnele cu *Lymnocardium* și marnele cu *Ostracode* sunt prezente în straturi foarte groase și continui pe tot cuprinsul depresiunii, atât aproape de suprafață cât și la adâncimi mai mari, așa cum a fost evaluat la capitolul 4.3.3.

În anul 2008 au existat negocieri la sediul primăriei din Baraolt cu un investitor străin pentru utilizarea marnelor, împreună cu calcarul din Munții Perșani, în industria lianților. Se preconiza înființarea unei fabrici de ciment și alți lianți la Baraolt, dar protestele cetățenilor și a ONG-urilor pentru protecția naturii au făcut ca acest proiect să nu demareze.

Având în vedere necesarul crescând de energie al omenirii, precum și perfecționarea și ieftinirea energiilor verzi, alternative, în anul 2010 s-a demarat, în depresiune, un program de valorificare a energiei solare, cu toate că numărul zilelor cu ceață este destul de mare, în jur de

120 (capitolul 6.5.). Primăria Baraolt pune la dispoziție 10 ha de teren pentru amplasarea de panouri fotovoltaice, a căror putere instalată va ajunge în final la 10 MW. Energia electrică produsă va fi folosită în iluminatul public și al instituțiilor aflate în subordinea primăriei. Astfel, se valorifică o resursă naturală, la care nimeni nu s-ar fi gândit în perioada când minele produceau la întreaga lor capacitate.

11. 3.1. Impactul economic al valorificării resurselor de subsol

Luând în considerare toate resursele de subsol ale depresiunii, cel mai mare impact economic l-a avut și îl are, prin efectul pe termen mediu, lignitul. Exploatarea începută în 1872 a adus plusvaloarea de care era nevoie pentru dezvoltarea economică a regiunii. La început dezvoltarea economică s-a făcut foarte lent din cauza volumului mic de capital investit și a pieții greu de cucerit.

Cea mai mare dezvoltare economică a depresiunii se leagă de creșterea susținută a producției de lignit dintre anii 1950-1980. Este perioada de dezvoltare a infrastructurii de transport sub impulsul necesității de transferare a lignitului extras spre magistrala de cale ferată ce trece prin comuna Augustin. Se construiesc căile ferate ce leagă silozul de încărcare de pe podul terasei fluvio-lacustre cu expoatările de la Racoș de Sus, Vârghiș și cu gara din Augustin. Se modernizează principalele drumuri ce traversează depresiunea: DJ 131 ce leagă E60 prin Măieruș cu Odorheiu Secuiesc și DJ122, ce leagă DN 12 (E578) prin Micfalău cu orașul Baraolt.

Pe lângă dezvoltarea infrastructurii de căi de comunicații iau naștere, ori în cadrul întreprinderii miniere, ori ca unități economice separate mici întreprinderi care servesc exploatarea de lignit. Așa sunt atelierele de reparații utilaje miniere, întreprinderea de cauciuc, care producea benzi transportoare și fabrica de brichetare a lignitului extras.

Forța de muncă necesară a venit din satele depresiunii și imigrat din alte zone ale țării, exploatarea a devenit pol de atragere de populație, ceea ce se poate observa și din evoluția demografică în principal a orașului Baraolt (tabel 30.).

La vremea respectivă existau majoritatea elementelor și condițiilor pentru ca regiunea să se înscrie pe coordonatele unei dezvoltări ireversibile, dar evenimentele și deciziile organizatorice evocate mai sus, în acest capitol, au făcut ca orașul Baraolt și întreaga depresiune să rămână o zonă monoindustrială, cu posibilități de dezvoltare doar în limitele permise de potențialul unei singure resurse de subsol: lignitul.

Schimbarea conjuncturii politice și economice după 1989, liberalizarea piețelor, ar fi trebuit să însemne noi posibilități de desfacere, de dezvoltare, dar tehnologia învechită și lipsa de capital pentru re tehnologizare, la care s-au adăugat schimbările din domeniul energetic

mondial, au dus, mai întâi, la declinul producției, urmat de închiderea exploatărilor. Acest proces a însemnat că nu mai este nevoie de fabrica de brichetare, care oricum nu produsese mai mult de un an, de ateliere de reparație a utilajelor miniere, de fabrica de cauciuc. Acestea din urmă nu au reușit din anii 1997-2000 să se transforme în uzine de sine stătătoare, fiind acum niște clădiri de închiriat.

Astfel resursa de subsol, care a însemnat pentru mai bine de 100 de ani, baza dezvoltării regionale a devenit și grovarul economic al depresiunii. Cel mai mult de suferit a avut orașul Baraolt, în care nici în prezent nu este nici o firmă mare sau mijlocie, doar firme mici, care întrețin familia proprietarului și încă câteva persoane. Cu excepția a două firme de confecții, care s-au instalat odată cu declararea orașului și a satelor aparținătoare ca zonă defavorizată (HG nr 209/1999, privind declararea zonei miniere Baraolt, județul Covasna, ca zonă defavorizată), nu s-a reușit atragerea capitalului străin.

Satele își păstraseră și în perioada de avânt economic, și după închiderea minelor, funcția agricolă. Oricum, acei locuitori ai satelor, care lucrau în mină se mai ocupau și cu agricultura în timpul liber, iar după ce au fost disponibilizați, aceasta a devenit ocupația lor de bază.

Nu credem că această stare de lucruri este cu mult diferită de a altor zone, orașe monoindustriale ale României ca Bălan, orașele mici miniere ale văii Jiului, sau a Olteniei lignitifere. Este o situație tipică pentru toate acele zone și regiuni a căror dezvoltare se bazează pe o singură resursă, care dacă se epuizează sau se pierde interesul economic pentru ea și între timp nu a reușit să atragă alte ramuri, decade într-o regresie, o recesiune locală.

Apele minerale ale depresiunii, dar mai ales îmbutelierea lor la Biborțeni, a avut și are propriul impact economic asupra regiunii. Această industrie este prezentă tot din anii 1870 și a asigurat locuri de muncă pentru o parte a locuitorilor satului Biborțeni și nu numai.

Pe de o parte, nefiind o resursă ce produce plusvaloare mare, pe de altă parte ne necesitând un număr mare de angajați pentru o producție voluminoasă, a rămas mereu în umbra exploatării de lignit, chiar a fost împiedicată dezvoltarea sa prin decizia de a nu construi cale ferată până la Biborțeni. Totuși, de-a lungul timpului a fost printre primii producători de apă minerală îmbuteliată din România.

În prezent, când practic nu mai există exploatare minieră, care să îi confere statut de „vioara a doua” în economia depresiunii, tot nu reușește să devină principala forță a progresului, chiar dacă, așa cum s-a precizat mai sus, se situează, după volumul de apă minerală contractată de la SNAM, pe locul șase între firmele de îmbuteliere din țară.

Greutățile cu care se confruntă această ramură economică a depresiunii provin, probabil, din pierderea unei părți a pieței, calitatea infrastructurii de drumuri de acces către Biborțeni, nepătrunderea pe piața Uniunii Europene, management neimplicat în necesitățile unei dezvoltări regionale, neconștientizarea faptului că îmbutelierea apei minerale de la Biborțeni poate face cunoscută această regiune în lume.

11.3.2. Oportunități și alternative de dezvoltare economică bazate pe valorificarea resurselor fizico-geografice

Demersul nostru de studiu integrat de geografie fizică nu poate fi deplin fără încercarea de a trasa niște linii de evoluție viitoare Depresiunii Baroltului, fără a evidenția care ar fi oportunitățile și alternativele de dezvoltare economică, care să se sprijine pe valorificarea resurselor oferite de subsistemul său natural.

Din evaluarea relațiilor, structurii, funcționalității depresiunii ca sistem, a relațiilor dintre acesta și factorul uman, se desprinde clar că în prezent se traversează un prag de evoluție. După perioada de maximă valorificare a uneia dintre resursele de subsol, judecarea greșită a momentelor în care se putea schimba direcția de evoluție economică, s-a ajuns la o perioadă în care trebuie căutate și găsite soluții pentru dezvoltarea viitoare a întregii depresiuni. Este evident faptul că punctul de pornire în acest demers îl reprezintă resursele fizico-geografice, ceea ce are natura de oferit în continuare, pentru a susține în limite cel puțin decente al nivelului de trai al celor 19 – 20000 de locuitori.

Pentru a avea o imagine cât mai obiectivă a stării în care se află, din punctul de vedere al viabilității, al tendințelor spre care s-ar putea îndrepta depresiunea se recurge la metoda analizei SWOT. (tabel 32) Este cea mai cunoscută metodă în elaborarea de strategii economice de dezvoltare, folosită, inițial, cu precădere în sectorul economico-financiar.

Se analizează punctele tari ale sistemului, elemente din interior pe care se poate baza și care pot reprezenta pârghii ale dezvoltării, punctele slabe, acele elemente interioare, care necesită a fi corectate, oportunitățile, adică acele elemente pozitive aflate în exteriorul sistemului, care pot ajuta la dezvoltarea sa și în ultimul rând amenințările, adică acele elemente tot exterioare, care ar putea influența negativ evoluția ulterioară a sistemului.

Puncte tari	Puncte slabe
<ul style="list-style-type: none"> - potențial de resurse de ape minerale în scopul îmbutelierii și pentru cură balneară; - potențial de resurse de lignit; 	<ul style="list-style-type: none"> - ineficienta valorificare a apelor minerale; - insuficienta cunoaștere a calităților balneare a apelor minerale;

<ul style="list-style-type: none"> - potențial de resurse de marne; - potențial pentru valorificarea energiei solare; - climat de adăpostire, fără extreme și fenomene de risc climatic; - suprafețe întinse de fânețe și pășuni; - componente fizico-geografice nepoluate; - mari suprafețe incluse în rețeaua Natura2000; - suprafețe de apă amenajate pentru pescuitul sportiv; - peisaje cu aspect plăcut ochiului; - poteci turistice marcate; - practicarea meșteșugurilor tradiționale; - forță de muncă foarte ieftină; - existența unui centru de incubare pentru firme; - case memoriale bine amenajate; - infrastructura de telecomunicații bine dezvoltată; - localități neaglomerate; - prețul scăzut al imobilelor; 	<ul style="list-style-type: none"> - accesul la stratul productiv de lignit închis, toate subteranele inundate; - efective de animale de slabă productivitate; - statut juridic neclarificat al multor suprafețe de teren, titluri de proprietate neeliberate, lipsa întabulării terenurilor în cartea funciară; - parcul de utilaje agricole învechit; - lipsa unor centre de achiziționare și valorificare a produselor agricole și meșteșugărești tradiționale; - lipsa spațiilor de organizare a unor târguri și expoziții; - numărul insuficient al sălilor de clasă în raport cu numărul de elevi; - număr redus al persoanelor calificate și calificate superior; - lipsa spiritului întreprinzător; - numărul redus al persoanelor care practică meșteșuguri tradiționale; - emigrarea forței de muncă, mai ales a celei tinere; - lipsa unui parc industrial; - proasta calitate a infrastructurii rutiere; - lipsa accesului direct la calea ferată; - numărul redus al posibilităților de cazare; - statut de zonă izolată; - nevalorificarea statutului de zonă defavorizată; - lipsa unor asociații intercomunitare și
---	---

	<p>profesionale funcționale, care să își asume responsabilități în ceea ce privește dezvoltarea regională;</p> <ul style="list-style-type: none"> - lipsa capitalului;
Oportunități	Amenințări
<ul style="list-style-type: none"> - apropierea de zonele montane înconjurătoare, care pot oferi mai multe resurse: ape minerale, minereuri, roci utile (andezit, calcar, diatomită), lemn, fructe de pădure. - peisaje montane deosebite; - o mai bună utilizare a pășunilor montane; - existența potecilor turistice marcate în zonele montane înconjurătoare; - bogat fond cinegetic și de vânătoare; - apropierea de trei situri Natura2000; - distanțe mici (50 – 60km) față de 4 mari centre urbane; - atragerea intelectualilor din aceste centre urbane, pentru odihnă și recreere; 	<ul style="list-style-type: none"> - continuarea emigrării forței de muncă superior calificată; - continuarea emigrării forței de muncă tinere; - îmbătrânirea populației; - păstrarea statutului de izolare și a atitudinii de nepăsare din partea autorităților județene și centrale; - păstrarea nemodificată a legii mineritului; - păstrarea în forma actuală a legii vânătorii - continuarea atitudinii de neatrageră a capitalului străin; - prelungirea crizei economice și financiare mondiale; - continuarea ineficienței în absorbția fondurilor europene; - Sistarea sau reducerea finanțării agriculturii prin APIA; - Decizia Ministerului Economiei de închidere a singurei cariere de exploatare al lignitului;

Tabel nr.32. Analiza SWOT al Depresiunii Baraolt

Această analiză este strict personală și prezintă ceea ce noi credem că sunt elementele cele mai importante ale celor patru părți ale sale. Se observă că la părțile negative sunt multe elemente legate de factorul antropic local și global, de decizii organizatorice luate și al căror rezultat se reflectă negativ în starea actuală a întregului sistem. Punctele slabe și amenințările ar

trebui să reprezinte semnale de alarmă pentru cei responsabili de ele, ca deciziile pe care le iau, pe termen scurt și mediu, să nu conducă la alte deznodăminte negative pentru depresiune. La capitolul de amenințări sunt elemente asupra cărora comunitatea nu poate avea influență, dar cunoscându-le poate lua decizii de a diminua efectele lor negative.

Partea pozitivă a analizei arată pe ce factori fizico-geografici, și nu numai, se pot baza cei care au puterea de a influența evoluția economică și socială a Depresiunii Baraoltului. Apare clar că trebuie valorificat la maximum statutul de areal intermediar, de legătură între zona montană și cea de depresiune netedă a Țării Bârsei. Să se profite de toate avantajele, oportunitățile pe care zonele montane, cum sunt cel al Munților Harghita și Perșani le au, de poziția pe care o are depresiunea între marile rute de transport (cale ferată și E60) și aceste locuri.

Pe baza analizei SWOT, a stării economico-sociale actuale a teritoriului aflat în studiu se pot proiecta câteva scenarii:

1) Nu se ia în considerare analiza de mai sus și se continuă tendința de descreștere economică începută odată cu scăderea producției miniere din anii 1990.

Probabil că în acest caz se va accentua emigrarea forței de muncă, îmbătrânirea populației, izolarea, apoi va perpetua agricultura de subzistență, va crește suprafața agricolă neproductivă, va continua procesul de ruralizare. În acest scenariu ar scăde presiunea umană asupra naturii, cel mai mult ar avea de câștigat peisajele cvasinaturale, ar crește suprafața acoperită cu păduri refăcute natural, s-ar reajunge la o stare de secol XIX, aproape așa cum a existat înainte de începerea exploatării lignitului. În acest fel Depresiunea Baraolt ar deveni o regiune cvasirurală izolată.

2) Se iau în considerare acele puncte tari și oportunități care pretează la o valorificare a resurselor de subsol ale depresiunii și ramei montane înconjurătoare și care se pot sprijini pe forța de muncă ieftină, puțin calificată. Resursele ar fi apa minerală, andezitul, diatomita, marna, calcarul.

În acest caz s-ar dezvolta industria îmbutelierii apei minerale cu valorificarea mai multor izvoare decât în prezent, apoi a materialelor de construcții, a producției de filtre industriale.

Andezitul de la Herculian s-ar putea valorifica atât ca piatră spartă pentru construcții diverse cât și ca piatră cioplită, șlefuită pentru ornamente.

Diatomita de la Filia a fost exploatată până în anii 1960, iar redeschiderea carierei nu ar costa prea mult. Este o materie ideală pentru fabricarea de filtre antipoluante în diverse ramuri industriale, sau în industria farmaceutică.

Marna și calcarul împreună pot reprezenta materia primă pentru industria lianților, ramură producătoare de plusvaloare mare.

Dezvoltarea acestor ramuri este totuși condiționată de influx de capital, de îmbunătățirea infrastructurii de drumuri, de studii de impact de mediu bine fundamentate. Este necesar ca la implementarea lor să se țină seama de toate reglementările de mediu în vigoare, mai ales că, ori resursa respectivă este în spațiul unor situri Natura2000, ori aproape de limita acestora. Apoi să se țină seama de principiile dezvoltării durabile, să se asigure fonduri suficiente pentru închiderea și ecologizarea spațiilor afectate de activitatea de exploatare și prelucrare a resursei respective după oprirea ei. Iar în continuare să se aibă în vedere diversificarea continuă a ramurilor industriale, pentru a se evita o nouă dezvoltare monoindustrială, în principal spre ramuri care să absoarbă și forță de muncă feminină: industrie ușoară, alimentară.

Aceste activități vor absorbi forța de muncă puțin calificată și prin dezvoltarea lor vor stimula creșterea calificării, prin care se va ajunge la creșterea nivelului de trai al locuitorilor. În același timp se va asista la o nouă degradare a mediului, care, dacă se va ține seama de principiile amintite mai sus, va rămâne în limite rezonabile.

Astfel Depresiunea Baraolt se va dezvolta ca o zonă industrială diversificată, bazată pe o mai largă palieră de resursele de subsol, care să aibă în vedere mereu evitarea monoindustrialismului. Folosind resursele de forță de muncă locale, ținând seama de potențialul resurselor naturale, principiile sustenabilității și al dezvoltării durabile s-ar ajunge la o economie prosperă de interes regional, neumbrit de marile centre de atracție apropiate ca Barșov, Sfântu Gheorghe, Odorheiu Secuiesc sau Miercurea Ciuc. Degradarea mediului nu va mai atinge cotele din anii exploatărilor de lignit, datorită obligativității folosirii tehnologiilor celor mai nepoluante, ținându-se foarte strict cont de legislația de mediu.

3) Se iau în considerare acele elemente pozitive și oportunități care vizează calitatea mediului, apropierea de rama montană înconjurătoare, existența potecilor marcate, a caselor memoriale, ale frumuseților locului, ale elementelor pentru care suprafețe întinse au fost declarate situri Natura2000, prețul scăzut al imobilelor

În acest caz trebuie rezolvate punctele slabe: infrastructura de drumuri, forța de muncă calificată, spațiile de cazare, influxul de capital.

Dacă se optează pentru acest scenariu, atunci toată depresiunea poate deveni o regiune de turism rural, în care o parte a locuitorilor se califică pentru a desfășura activități de turism, o parte își transformă gospodăria agricolă de subzistență într-una care, să producă pentru piața locală. Infrastructura de drumuri va ajuta circulația persoanelor în ambele sensuri: accesul turiștilor în zonă, accesul localnicilor, care nu se regăsesc în susținerea activității turistice spre

locuri de muncă mai bune plătite în orașele mari din apropiere. Astfel va crește nivelul de trai, crește gradul de calificare al forței de muncă. Valoarea mai scăzută a imobilelor, mediul mai curat, liniștit va atrage populația din centre urbane apropiate, dar care își păstrează locul de muncă de acolo. În acest mod la statutul de zonă de turism rural se va adăuga cel de zonă rezidențială, de dormitor, pentru aglomerațiile urbane menționate.

4) Se iau în considerare aceleași aspecte ca la scenariul 3, doar se vor folosi și caracteristicile balneare ale apelor minerale.

În acest caz, pe lângă punctele slabe enumerate la scenariul 3, trebuie rezolvat și punctul referitor la cunoașterea valorii balneare a apelor minerale, ceea ce necesită un timp îndelungat pentru cercetare și testare. De asemenea, necesită atenție din partea autorităților pentru declararea zonei ca și zonă balneară, apoi investiții imense pentru aparatură de cură și tratament, în facilități de cazare, de petrecere a timpului liber. Este nevoie și de forță de muncă înalt calificată, de care, zona duce lipsă în prezent.

Astfel, Depresiunea Baraolt ar deveni zonă de turism balnear, bazat pe calitățile curative ale numeroaselor sale izvoare de ape minerale. Aceasta ar duce la un influx de capital, la scoaterea din izolare al întregii regiuni, la creșterea nivelului de trai, a gradului de calificare a forței de muncă locale, la reducerea emigrării.

Din aceste patru scenarii schițate, cele mai plauzibile a se desfășura sunt primul și al treilea.

Primul, pentru că este cel mai comod și cel mai ușor drum de urmat. Nu necesită schimbări de optică, de mentalități, de stil de viață. În același timp, ar fi cel mai puțin de dorit din perspectiva dezvoltării regionale.

Al treilea, pentru că însumează cele mai multe puncte pozitive, rezolvă multe din punctele negative și folosește multe oportunități, iar efortul de schimbare, din partea locuitorilor, este destul de mic mic.

Se desprinde foarte clar că, indiferent de care dintre scenarii se adoptă, în afară de primul, nevoia cea mai mare este de capital pentru investiții, iar primordial este infrastructura rutieră, reabilitare a căilor de acces, inclusiv a podurilor spre cele patru aglomerații urbane din apropiere. Din punctul de vedere al capitalului de investit, scenariul 3 este cel, care nu necesită sume foarte mari venite din afara depresiunii. De aceea cu puțină voință, determinare, spirit comunitar, de voință, asumare de responsabilitate legată de conceptul de dezvoltare regională, noi așa credem că, acest scenariu este pe deplin realizabil. Dar dacă, asociațiile intercomunitare nu vor putea analiza starea de fapt a depresiunii și elabora o strategie comună de dezvoltare, pe care să o implementeze în favoarea populației în spiritul principiilor sustenabilității și

durabilității, atunci direcția de dezvoltare ar putea fi foarte ușor cea a strategiei 1 imaginate de noi, ori dezvoltarea se va face în direcția din care apare primul investitor, așa-zis strategic, agreat de unul sau altul dintre primarii din comunele depresiunii.

CONCLUZII

În elaborarea acestui studiu au fost avute în vedere două obiective principale. Primul, a constat în încercarea de demonstra, prin surprinderea unui spectru cât mai larg de argumente, că Depresiunea Baraoltului posedă o serie de elemente ce îi conferă o certă specificitate geografică în virtutea căreia se individualizează ca o unitate geografică de sine stătătoare sau, cel puțin ca o subunitate distinctă în cadrul Depresiunii Brașovului. Cel de al doilea obiectiv a vizat elaborarea unui studiu de sinteză, cât mai amănunțit și veridic, privind acest areal depresionar, dată fiind puținătatea abordărilor existente literatura geografică cu privire la acesta. De aceea, pe lângă analiza amănunțită a factorilor fizico-geografici, am încercat să furnizăm o imagine cât mai verosimilă privind modul de integrare a acestora în peisajul geografic înțeles ca o sinteză între determinările de ordin natural și suprastructurile socio-economice care s-au încheat și evoluat în raport cu acestea.

Pe baza celor investigate și interpretate apreciem că, prin studiul de față, au fost aduse o serie de argumente credibile în virtutea cărora se poate concluziona că, într-adevăr, Depresiunea Baraoltului posedă suficiente elemente de specificitate care o impun ca pe o entitate geografică inconfundabilă.

Dintre argumentele cele mai semnificative, care susțin individualitatea (fizico)geografică a depresiunii, se detașează următoarele:

1) *Prezența asociațiilor de horsturi și grabene* ca expresie a fundamentului puternic tectonizat (faliat); desigur sub aspectul evoluției paleogeografice, implicit a caracteristicilor fundamentului, între depresiunea Brașovului și cea a Baraoltului există numeroase aspecte singenetice (impuse de existența unor condiții și procese evolutive comune). Dar, faptul că fundamentul faliat (în formă de „tablă de șah”) al Depresiunii Brașovului se află la o adâncime mult mai mare, comparativ cu bazinul Baraoltului, a avut consecințe importante asupra regimului de sedimentare (și, implicit, asupra morfologiei actuale) în sensul că depozitele rezultate au „atenuat” felul în care diferențierile tectonice s-au pus în evidență la nivelul suprafeței topografice.

2) *Diversificarea morfologică* a depresiunii sub formă de bazine depresionare, golfuri și cuvete, impusă tocmai de sistemele de falii și de prezența grabenelor și horsturilor. Din această perspectivă, relieful Depresiunii Baraoltului se etalează, principial, ca fiind unul de tip „deluros” (colinar), pe câtă vreme relieful Depresiunii Brașovului este unul pregnant de tip „câmpie”. După cum s-a arătat, în Depresiunea Baraoltului, ponderea terenurilor cvasiorizontale este redusă, acestea ocupând doar o treime din întreaga suprafață a ariei depresionare. Din acest

motiv morfodinamica proceselor geomorfologice contemporane (îndeosebi, eroziunea areolară, torențialitatea și alunecările de teren) este mai activă comparativ cu depresiunea Brașovului.

3) *Disponerea rețelei de drenaj*, în Depresiunea Baraoltului, poartă mult mai pregnant „amprenta” condiționărilor tectonice în sensul grefării majorității cursurilor de apă de-a lungul principalelor rupturi tectonice; în schimb, în Depresiunea Brașovului condiționările impuse de tectonica fundamentului se concretizează în principal în conturarea unor zone de subsidență, corespunzătoare principalelor arii de convergență hidrografică (Lunca Călnicului, Hălchiu-Feldioara)

4) *Prezența structurilor vulcanice* și implicit, impunerea acestora în morfologie, în sensul diversificării acesteia, prin modelarea selectivă a orizonturilor vulcanogen-sedimentare în funcție de particularitățile structurale și alcătuirea petrografică a acestora;

5) *Absența piemonturilor*; dacă în Depresiunea Baraoltului nu a putut fi probată existența unor structuri piemontane de amploare (structurile torențiale încrucișate limitându-se doar la câteva conuri de dejecție de mică extensiune), după cum bine se cunoaște, în Depresiunea Brașovului, trepta piemontană este un element reprezentativ în relieful depresiunii (cu subunități clar individualizate: piemontul Zărneștilor, Săcele ș.a.). În schimb, în Depresiunea Baraoltului, suprafețe apreciabile sunt ocupate de către glacisuri.

6) Existența unor *resurse specifice* ale subsolului a căror exploatare a impus specificitate economică în modul de viață a locuitorilor depresiunii și totodată a condus modificarea substanțială a peisajului natural, pe anumite areale, până la stadiul de parazitare antropică (exploatările miniere).

7) Existența unor *diferențieri semnificative de ordin peisagistic*. Pregnantă, în acest sens este ponderea mai mare a pădurilor (de gorun și gorun în amestec cu arțar și frasin), ceea ce nu este caracteristică Depresiunii Brașovului, eventual zonei piemontane înalte (peste 600m) și cu predominanța stejarului pedunculat. Nu întâmplător depresiunea Baraoltului se integrează într-un spațiu etnocultural mai larg cunoscut sub denumirea „Ținutul Pădurilor” (Erdővidék). Un alt exemplu în acest sens este lipsa totală a mlaștinilor eutrofe în Depresiunea Baraoltului, pe când ele sunt caracteristice Depresiunii Brașovului (Hărman, Bod, Prejmer ș.a.) .

8) Depresiunea Baraoltului posedă și aspecte de certă specificitate și în ceea ce privește procesualitatea istorică, socială, economică și culturală care au determinat, cu timpul, „metamorfoza” unui spațiu fizico-geografic, într-un teritoriu bine individualizat prin prisma autenticității modului de viață, dublat de o autentică identitate culturală.

BIBLIOGRAFIE

1. AIRINEI, St., (1963), *Structura fundamentului hercinic al curburii Carpaților Orientali în lumina anomaliilor câmpurilor gravimetric și geomagnetic*, Lucrările celui de-al V-lea Congres al Asociației Geologice Carpato-Balcanice, București, 1961, VI, Comunicări științifice (Secția V, Geofizică), București.
2. AIRINEI, Șt., PRICĂJAN, A. (1970), *Corelații între structura geologică adâncă și aureola mofetică din județul Covasna, cu privire la zonele de apariție a apelor minerale carbogazoase*, Bul. Soc. Științ. Geol., R. S. România, București, vol. XII, p. 173 – 185, 1pl.
3. AIRINEI, St., PRICĂJAN, A. (1972) *Corelații între structura geologică profundă și aureola mofetică din jud. Covasna cu privire la zonele de apariție a apelor minerale carbogazoase*, Aluta p. 181 – 190, Sfântu Gheorghe.
4. AIRINEI Șt., PRICĂJAN, A., FACO, M. (1989), *Contribuții la cunoașterea ritmicității dioxidului de carbon liber din apele carbogazoase din partea internă a curburii Carpaților Orientali*, Șt. tehn. econ. Inst. Geol. Geof. Seria E, 15, p. 5-16, Inst. Geol. Geof., București.
5. ANA CONEA, IRINA VINTILĂ, CANARACHE, A., (1977), *Dicționar de știința solului*, Editura Științifică și Enciclopedică, București.
6. ANDREESCU, I (1975) *Limitele și subdiviziunile Ponțianului*, Stud. Cercet. Geol. Geofiz. Geogr., Seria Geol., vol. 20/2, p.235 – 246, București.
7. ANGHEL, T., BALÁZSI, KRISZTINA., (2005), *Modelling Processes On Spoil Heaps*, Revista de Geomorfologie, vol. 7, Editura Universității din București, București.
8. ANGHEL, T., KRISZTINA BALÁZSI, (2006) *Implications of coal mining exploitation in morphology change. Case study: the Motru and Baraolt Mining Basins* Seminarul geografic “D. Cantemir” nr. 27 / 2006.
9. ANGHEL, T., SURDEANU, V., (2007) *Reintegrarea funcțională a sistemelor geomorfologice degradate ca urmare a exploatării cărbunilor. Studiu de caz: halda de la Valea Mănăstirii – Bazinul Minier Motru*, Revista de Geomorfologie.
10. ANNE BUTTIMER, (1996), *Reply to commentaries on Values in Geography in series Classics in Human Geography Re-visited.*, Progress in Human Geography, 20 (4):513-519.
11. BALÁZSI KRISZTINA, (2012), *Strategii de reabilitare a reliefului antropogenic generat de exploatările miniere. Studiu de caz: Bazinul minier Baraolt*, Teza de doctorat, Cluj-Napoca.
12. BALOGH E. 1938: *Adatok a hideg ásványvízforrások kalciumkarbonátos lerakódásainak ismeretéhez.* - Erdélyi Múzeum, XLI. köt., 2. füz., Kolozsvár, 162-167.
13. BANDRABUR, T. (1964), *Cercetări hidrogeologice în regiunea Covasna-Tufalău-Peteni*, D. S. Com. Geol., București., XLIX/1 (1961-1962), p. 193-211., 2 f., 3 pl.
14. BANDRABUR, T. (1964), *Contribuții la cunoașterea geologiei și hidrogeologiei depozitelor cuaternare din bazinul Sf. Gheorghe*, D. S. Com. Stat Geol., București, L/II, p. 415-432, 1. Tab., 2 f., 1 pl.
15. BANDRABUR, T., SLĂVOACĂ, D. (1973), *Apele minerale din zona Malnaș-Ozunca (Județul Covasna)*, Studii tehnice și economice, Seria E, Inst. Geol., București 11, p. 23-58.
16. BANDRABUR, T., SLĂVOACĂ, D., IANK, Rosette (1984), *Perspective de valorificare a apelor minerale din zona Balványos-Turia-Iaidon*, Stud. tehn. econ., I. G. G., București, seria E, nr. 14.
17. BARBU, I., 1991, *Moartea bradului*. Ed. Ceres. București, 276 p.
18. BARBU, N., (1987), *Geografia solurilor României*, curs litografiat, Iași.
19. BARTMUS, A. (1971) *Cercetări palinologice preliminare în lignitul de la Vârghiș (Bazinul Baraolt)*, în Progrese în Palinologia românească, Editura Academică, p. 143 – 152, București.

20. BĂCĂINȚAN, N. (1999), *Munții Baraolt - Studiu geomorfologic*, Editura Academiei Române
21. BĂCĂINȚAN, N., (1982), *Limitele și subunitățile Munților Baraolt, Aspecte controversate*, BSSGR, VI (LXXVI).
22. BĂCĂUANU, V., (1988), *Geomorfologie*, curs litografiat, Iași.
23. BĂNCILA, ION (1958) *Geologia Carpaților Orientali*, Editura Științifică, București.
24. BÁLINT KINGA (2007) *Erdőfüle, Bardoc és Olasztelek talajvízminőségének vizsgálata*, Lucrare de licență, Cluj Napoca.
25. BÁNYAI J. 1932: *A Hargita déli részének opál-lerakódásairól.* - a MTA Matematikai és Természettudományi Értesítője, XLIX. köt., Budapest, 196-201.
26. BÁNYAI, J ., (1937), *A Hargita metamorfizált zónái*, Erdélyi Múzeum, XLII k, 2 f, Kolozsvár.
27. BÁNYAI, J. (1938): *A székelyföldi ásványvizek lerakódásainak geológiája*, A Dr. Szádeczki – Kardos Gy. Emlékkönyv, Minerva Irodau és Nyomdai Intézet Rt., Cluj – Kolozsvár.
28. BÁNYAI, J. (1941): *A Székelyföld tájai* (in: Székelyföld írásban és képekben), Kaláka Kk., Budapest
29. BÁNYAI, J. 1957: *A Magyar Autonóm Tartomány hasznosítható ásványi kincsei.* - Tudományos Könyvkiadó, Bukarest.
30. BECE APOLLÓNIA KATALIN, BODOR ANDREA, SÜTŐ SZABOLCS BALÁZS, NAGY ZSOMBOR (2009): *Mennyit fogyaszt a székely ember palackozatlanul a faluborvizekből?*, A magyar tudomány napja Erdélyben, Erdélyi Múzeum Egyesület, Őszi Tudományos Konferencia, 2009 november 21., Kolozsvár
31. BERTALANFFY, L. von, (1950), *An Outline of General System Theory*, British Journal for the Philosophy of Science 1, p. 139-164.
32. BERTALANFFY, L. von, (1951), *General system theory - A new approach to unity of science* (Symposium), Human Biology, Dec 1951, Vol. 23, p. 303-361.
33. BILASCO, ST., HORVATH, CS., COCEAN, P., SOROCOVSCI, V., ONCU, M., (2009), *Implementation of the USLE model using GIS techniques. Case study the Somesan Plateau*, Carpathian Journal of Earth and Endvironmental sciences, pag. 123-132
34. BIONDI, F., (1997), *Evolutionary and moving response functions in dendroclimatology*, Dendrochronologia, 15, p. 139-150.
35. BIONDI, F., (2000), *Are climate – tree growth relationships changing in North-Central Idaho, USA?*, Arctic, Antarctic and Alpine research, Vol. 32, no. 2, pp.111-116.
36. BLEAHU, M. et al. 1976: *Rezervații naturale geologice din România.* - Ed. Tehnică, București.
37. BLEAHU, M., DECU, V., NEGREA, ST., PLESA, C.,POVARA, I., VEIHMANN, I. (1976), *Peșteri din România*, Editura Științifică și enciclopedică, București.
38. BLEAHU, M., RUSU, T., (1965) *Carstul din România*, LISER, IV.
39. BODOR ANDREA, (2010), *Mennyit fogyaszt a székely ember palackozatlanul a faluborvizekből?*, XII. Erdélyi Tudományos Diákköri Konferencia, Kolozsvár, http://etdk.adatbank.transindex.ro/pdf/fold_bodor.pdf.
40. BRIFFA, K.R., JONES, P.D., (1990), *Basic chronology statistics and assesment.* În: Cook, E., Kairiukstis, L., (eds.) *Methods of Dendrochronology: Applications in the Environmental Sciences* Kluwer Academic, 137-152.
41. BRIFFA, K.R., SCHWEINGRUBER, F.H., JONES, P.D., OSBORN, T.J., SHIYATOV, S.G., VAGANOV, E.A., (1998), *Reduced sensitivity of recent tree-growth to temperature at high northern latitudes.* Nature 391:678–682.

42. BRIFFA, K.R., (2000), *Annual climate variability in the Holocene: Interpreting the message of ancient trees*. Quaternary Sci. Rev. 19:87–105.
43. BRIFFA, K.R., OSBORN, T.J., SCHWEINGRUBER, F.H., JONES, P.D., SHIYATOV, S.G., VAGANOV, E.A., (2002), *Tree-ring width and density data around the Northern Hemisphere: part 2, spatio-temporal variability and associated climate patterns*. The Holocene 12:759-789.
44. BRIFFA, K.R., OSBORN, T.J., SCHWEINGRUBER, F.H., (2004), *Large-scale temperature inferences from tree rings: a review*. Global Planet Change 40:11–26.
45. CENUȘĂ, R., (1992), *Cercetări asupra structurii, volumului ecologic și succesiunii ecosistemelor forestiere de limită altitudinală din Carpații nordici Călimani și Giumalău*. Rezumatul tezei de doctorat. A.S.A.S. 45 p.
46. CENUȘĂ, R., (1996), *Probleme de ecologie forestieră. Aplicații la molidișurile naturale din Bucovina*, Universitatea Ștefan cel Mare. Suceava 165 p.
47. CIOACA, A. (1982), *Caracterele unitare ale reliefului Munților Perșani, Baraolt și Bodoc*, BSSGR, VI (LXXVI).
48. CIOACĂ, A., (1975), *Premisele geomorfologice ale amenajărilor rurale din cadrul Munților Perșani*, în vol. Lucrările colocviului național de geomorfologie aplicată și cartografiere geomorfologică Iași, 26 – 28 oct. 1973, Univ Al I Cuza , Iași.
49. CIOACĂ, A. (2002), *Munții Perșani – Studiu geomorfologic*, Editura fundației România de mâine, București.
50. CIOACĂ, A. DINU, MIHAELA, (2007), *Changes in land use in the depression area of Brasov county and their impact on the environment factors*, Present environment and sustainable development, NR. 1.
51. CIUPAGEA, D. et al.1970: *Geologia Depresiunii Transilvaniei*. – Ed. Academiei RSR, București, 188-205.
52. CONȚESCU, I., (1966), *Flișul cretacic din partea de nord a Munților Baraoltului*, Academia RSR, Stud. Cercet. Geol. Geof. Geogr., seria Geol., 11, I, București.
53. COOK, E.R., KAIRIUKSTIS, L.A. (eds.), (1990), *Methods of dendrochronology. Applications in the enviromnental sciences*. Kluwer Academic Publishers. Dordrecht. 394 p;
54. CORDONAȘU, I., CIUPU, B., AMĂRIEI, Fl., (2010), *Memoriu tehnic necesar obținerii certificatului de urbanism pentru obiectivul: „Lucrări de stabilizare și înlăturare a efectelor produse de fenomenul de subsidență asupra drumului de acces spre cartierul Micul Bodoș și asupra unor proprietăți private aflate în zona de influență a lucrărilor miniere subterane de la mina Baraolt II, județul Covasna*, SC. Santedil Proiect SRL. Ploiești.
55. COTEȚ, P., (1973) *Geomorfologia României*, Editura Tehnică, București.
56. CSEDŐ K. (1980): *Hargita megye gyógy- és fűszernövényei*. – Marosvásárhely (s. n.), 711 pp.
57. CSISZÉR L., NOÉMI ANTAL, (2010), *Riscul provocat de lucrările de închidere și ecologizare a minei Baraolt II*, Natura – Econ, vol. II., Relevanța educației și cercetării în dezvoltarea afacerilor și protecției mediului, pg.173-180, Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca.
58. CSISZÉR L., D. PETREA, (2012), *The reflection of the geological factors within the morphology of the Baraolt Depression*, Revista de geomorfologie, vol.14, pg.57-66, Editura Universității din București, București.
59. CSISZÉR L., SZÁSZ, Á., (2013) *Contributions to the study of the mineral water springs of the baraolt depression*, Studia Universitatis Babeș-Bolyai, Seria Studia Geographia, aprobat spre publicare.
60. DÁVID, J. (edit.) (1941), *Székelyföld írásban és képen*. Budapest.

61. DUMITRESCU, C. (1984), *Dialog despre apele minerale*, Ed. Albatros, 184 p., București.
62. DÉNES I. 2002: *Székelyföldi barlangvilág* T3 kiadó. – Sepsiszentgyörgy.
63. DÉNES I. 2003: *Dobostortaopál a Dél-Hargitából*. – Erdővidéki Lapok, Barót.
64. DONISĂ, I., (1987), *Bazele teoretice și metodologice ale geografiei*, Curs litografiat, Iași.
65. ELEK, P., FERU, A., (1998), *A Comparative Revue of the Bottled Mineral Natural Water Characteristics in Roumania and the Most Important European States*, Proceed. of Intern. Hydrogeol. Symp. A.H.R.. “Mineral and Thermal Groundwater”, Miercurea-Ciuc, România, 24-27 June, 1998, p. 77-82.
66. ENCULESCU, P., (1938), *Harta zonelor de vegetație a României*, Analele Universității București, Biologie vegetală, București.
67. ESPER, J., FRANK, D.C., WILSON, R.J.S., BRIFFA, K.R., (2005), *Effect of scaling and regression on reconstructed temperature amplitude for the past millennium*. Geophysical Research Letters 31.
68. FERENCZI, I., (1994) *Barót nevéről s az erdővidéki-barcasági besenyő csoport történeti szerepéről*, www.cosys.ro/acta/cikkek/hu/ferenczi.htm.
69. FERU, A., (1998), *Current trends in defining „Mineral Water” concept*, in: Proceedings of the international symposium Mineral and Thermal Groundwater, Miercurea-Ciuc.
70. FILIP, S., (2008). *Depresiunea si Munceii Băii Mari. Studiu de geomorfologie environmentală*, Edit. Presa Universitara Clujeana, Cluj-Napoca.
71. FLOCEA, M., 1992, *Cercetări auxologice și dendrocronologice în arboretele de molid cu fenomene de uscăre anormală*. Referat științific final. I.C.A.S. Câmpulung Moldovenesc. 42 p.
72. FLORINA GRECU, (2009), *Hazarde și riscuri naturale*, ediția a IV-a cu adăugiri Editura Universitară, București.
73. FRITTS, H.C., (1976), *Tree ring and climate*. Academic press, London, 567 p;
74. FUCHS, H. B., GÁBOS, L., IMREH, J., KÖBLÖS, A., MAKKAI, J., MÉSZÁROS, M., TÖKÉS, T., ÚJVÁRI, J., (1983), *Geológiai kislexikon*, Kriterion Könyvkiadó, Bukarest.
75. GIVULESCU, R., VASILESCU, AL., (1969), *Contribuții la cunoașterea Bazinului Baraolt*, D.S. Inst. Geol. vol. LIV/3, p. 283 – 293, București.
76. GHENEA, C et al (1981), *Guidbook for the Field excursion (pliocene and pleistocene deposits in the Brasov Depression)*. Inst. Geol. Gf. București
77. GHEORGHIU, C (1956), *Relațiile dintre sedimentele terțiare și eruptivul lanțului Harghita (fenomene post-vulcanice)*, Dds.sed.CG, XL (1952 - 1953)
78. GRISSINO-MAYER, H.D., (1997), *Computer assisted independent observer verification of tree-ring measurements*. Tree Ring Bulletin 54:29-41.
79. GRISSINO-MAYER, H.D., (2001), *Evaluating crossdating accuracy: A manual and tutorial for the computer program COFECHA*. Tree-Ring Research 57:205-221.
80. GYORGY, A., ROSU, C. (1970), *Agricultura și silvicultura M. Harghita* în vol. Valorificarea superioară a terenurilor agricole și silvice din SE Transilvaniei.
81. HARKÓ, J. (1972), *Fluctuația debitului de apă în raport cu variația precipitațiilor la izvoarele de ape minerale de la stațiunile Malnaș-Băi și Bodoc din județul Covasna*, Aluta, Anuarul Muzeului Județean Covasna – Sfântu-Gheorghe, pg.195-207.
82. HERBICH F. (1878): *A székelyföld földtani és őslénytani leírása*, Földt. Int. Évkönyve, V. k., II. füzet, 297, Budapest.
83. HERÉDI, G., 1973, *Barót-Bánya-Kultúra*, Korunk, 03, p. 381-388, Kolozsvár.

84. HOLOBĂCĂ, I., (2006). *Reconstituirea variației istorice a regimului termic din sezonul de vegetație în ultimele două secole din Munții Rodnei*, Teză de doctorat, Cluj-Napoca.
85. HOLMES, R.L., (1983), *Computer-assisted quality control in tree-ring dating and measurement*. Tree Ring Bulletin 43:69-75.
86. IACOB, I.C., (1998), *Cercetări auxologice în arboreta naturale pluriene de fag cu rășinoase din Bucegi și Piatra Craiului*. Rezumat teză de doctorat. Universitatea Ștefan cel Mare. Suceava. 60 p.
87. IANCU M. (1957), *Contribuții la studiul unităților geomorfologice din depresiunea internă a curburii Carpaților (Bârsa, Sf. Gheorghe, Tg. Secuiesc, Baraolt)* Probl. De geografie, vol. IV, București
88. IANCU M. , PANAITE LUDMILA (1973), *Depresiunea Brașov. Caracterizare Geografică*. Terra V (XXV) mai-iunie 3.
89. IANCU, M., PAULIUC, S., (1971) *Considerații asupra rolului litologiei, srtucturii și mișcărilor neotectonice în dezvoltarea reliefului din Munții Perșani*, AUB – Geogr., XX.
90. IANOȘ, I.,(2000), *Sisteme teritoriale. O abordare geografică*, Editura Tehnică, București.
91. IANCULESCU, M., (1987), *Cercetări privind dinamica fenomenului de poluare industrială a pădurilor din zona Copșa Mică*. Referat științific final. ICAS, București.
92. ILIE, I. D., GRIGORE, M. (1962), *Forme de relief carstic dezvoltate pe roci vulcanice în Masivul Harghita și Depresiunea Ciucurilor*, Natura – Geogr. – geol., XIV,5.
93. IRINA UNGUREANU, (1988), *Cartare, cartografiere și elemente de analiză geomorfologică*, Caiet de lucrări practice litografiat, Facultatea de Biologie, Geologie și Geografie, Iași.
94. JAKAB K., MAKFALVI Z., PÉTER E., MIKLÓSSY V. V., (1980), *Manifestările postvulcanice din Pârâul Minei, Munții Harghita de Sud*, Acta Hargitensia. I. Csíkszereda.
95. JÁNOSI CS. 1984: *Raport geologic asupra prospecțiunilor efectuate în perimetrul valea Sarmanului (Munții Perșani)*. - Miercurea Ciuc.
96. JÁNOSI Kincső, (2005), *A székellyöldi ásványvízkutatás irodalma*, A csíki székelly múzeum évkönyve, Miercurea Ciuc.
97. JEKELIUS, E. (1923): *Les dépôts de Geyserite du bassin dacien de Baraolt (Transylvanie)*, Bull. Sect. Sc. Ac. Roum., VIII, (1922-1923), 168-175, București.
98. JERKELIUS, E., (1932), *Die Molluskenfauna der dazischen Stufe des Beckens von Brașov*, Men. Inst. Geol. Rom., vol II București.
99. KIS BOGLÁRKA, SZÁSZ, Á., PÁL, Z., CZELLECH BOGLÁRKA, SZÉKELY BORBÁLA, DÁNIEL MÁRIA, FEKETE, ZS., (2007), *Ásványvíz meghatározások erdővidéki források tükrében*, Ásványvíz, üdítőital, gyümölcsle. Alkoholmentes italok, 2007, VIII. (3.) <http://www.italipar.hu/>.
100. KIS BOGLÁRKA, SZÁSZ, Á., PÁL, Z., (2007), *Ásványvíz-definíciók és besorolások fejlődése TDS-alapú jelenlegi besorolás problémái egy észak-erdővidéki vizsgálat tükrében*, Acta Siculica, Sfântu Gheorghe, p. 37-47.
101. KISGYÖRGY Z., (1968), *Jelentés az erdővidéki medence ásványvizeinek és strandfürdőinek helyzetéről, az 1968. június 15. és július 30. között végzett leltározás és térképezés alapján*, Manuscris, Căpeni.
102. KISGYÖRGY Z. 1973: *Erdővidék*. - Sepsiszentgyörgy, A népi alkotások és művészeti tömegmozgalom Kovászna megyei irányító központja.
103. KISGYÖRGY Z., FÁKÓ Márta, BARTHA Á., (1973), *Studiu hidrogeologic cadru privind sursele de ape minerale, sulfuroase și sărate din județul Covasna*, Manuscript, Sfântu Gheorghe.

104. KISGYÖRGY, Z. (1976-1977), *Kovászna megye ásványvizei*, Aluta (Les Annales de Musée Sf. Gheorghe - Roumanie, Muzea Jarlibro de Sf. Gheorghe - Rumanio, Jahrbuch des Sf. Gheorghe Museums - Rumänien) VIII--IX, Studii și Comunicări - Tanulmányok és Közlemények, Muzeul Sfântu Gheorghe 171—180.
105. KISGYÖRGY Z., KRISTÓ A. (1978), *România ásványvizei*, Tudományos és Enciklopédiai Könyvkiadó, Bukarest.
106. KISGYÖRGY Zoltán (1981): *Hatékonyabb értékesítésre várnak Kovászna megye hasznosítható ásványkincsei*. Előre. 1981. márc. 19.
107. KOCH, A., (1880), *Fossiles Reh (Cervus capreolus L foss) aus dem lignit von Köpecz*, Orv. term. tud. Ért., V k., 77, Kolozsvár.
108. KOVACS, S., (1971), *Flora si vegetația Munților Bodoc*, Aluta Muzeul Județean Covasna, Sf. Gheorghe.
109. KOVACS, S., (1984), *Rezervații și monumente ale naturii din județul Covasna*, Aluta XVI, p. 127 – 138, Muzeul Județean Covasna, Sf. Gheorghe.
110. KRISTO, A. (1972) *Unele probleme privind delimitarea și denumirea formelor de relief din împrejurimile depresiunilor intracarparice ale Oltului Superior*, Aluta, Sf. Gheorghe.
111. KRISTÓ A. (1974): *Adalékok a Csíkszereda környéki ásványvizek hidrogeológiájához*, Hargita m. term. gyógyt. Csíkszereda.
112. KRISTÓ András (1990): *Az ásványvizekről – ásványvíz kihasználás*. Hargita Népe. 1990. szept. 24.
113. KUSKO. M și colab (1983) : *Zăcămintul de lignit de la Sf. Gheorghe și poziția lui stratigrafică în suita depozitelor pliocene ale bazinului intramontan al Țării Bârsei*. St. Cercet. Geol. Geofiz., s. Geol., 28, București.
114. LÁSZLÓ, A. (1999), *Studiul geologic al structurilor vulcanice din partea de sudică a Masivului Harghita*, Teză de doctorat, Universitatea Babeș-Bolyai Cluj-Napoca.
115. LÁSZLÓ, A., DÉNES, I., (1997), *Elemente structural – tectonice pentru un model evolutiv în zona Bazinului Baraolt*, Acta Sicularica, Muzeul Național Secuiesc – Muzeul Secuiesc al Ciucului, Sfântu Gheorghe, p. 9-16.
116. LITEANU E et al. (1962): *Contribuții la studiul stratigrafiei Cuaternarului din Bazinul mijlociu al Oltului (Baz. Baraolt)*. St. Cercet. Geol. Geofiz., s. Geol., 7, ¾, București.
117. LÖRINCZ, S., (2001), *Erdővidék növény- és állatvilágáról*, Erdővidéki Lapok, II. évfolyam, 1. szám, 24-26. oldal.
118. MAC, I., (2000), *Geografie generală*, Editura Europontic, Cluj-Napoca.
119. MAIERU Cornelia, (1998), *Les eaux minerales de Roumanie* (presentation generale), Proceed. of Intern. Hydrogeol. Symp. A. H. R. “Mineral and Thermal Groundwater”, Miercurea-Ciuc, România, 24-27 June, 1998, p. 143-150.
120. MAKKFALVI Z., PÉTER E. (1976), *Borvizek, gázömlések, gyógylápok és hévizek*, Korunk. XXXV. évf. 5. sz. Kolozsvár.
121. MAKFALVI Z., PÉTER E., (1980), *A Csíki-medence hévizei*, Acta Hargitensia. I. Hargita megye múzeumainak Évkönyve. Csíkszereda.
122. MIHAI ELENA, (1975), *Depresiunea Braşov, Studiu climatic*, Editura academiei RSR, Bucureşti.
123. MIHAILA, N., POPESCU, N., (1977), *Morfogeneza defileului Oltului de la Racoş*, Dds sed., IGG, 4, Stratigr., LXIII (1976).
124. MIHĂILESCU, V., (1968), *Geografie teoretică*, Editura Academiei R.S.R., Bucureşti.
125. MITASOVA H., MITAS L., (1999). *GIS-based erosion and deposition modeling for complex terrain*. Online tutorial

126. MITASOVA, H., J. HOFIERKA, M. ZLOCHA, L.R. IVERSON, (1996). *Modeling topographic potential for erosion and deposition using GIS*. Int. Journal of Geographical Information Science, 10(5), 629-641
127. MITASOVA, H., MITAS, L., BROWN, W. M., JOHNSTON, D. (1998). *Multidimensional Soil erosion/deposition modeling and visualization using GIS*, Final report for USA CERL. University of Illinois, Urbana-Champaign. Online tutorial.
128. MORARIU T., POSEA GR., MAC I., (1980) *Regionarea geomorfologică a Carpaților Orientali și a Carpaților de Curbură*, Studii și cercet. de geologie, geofizică și geografie, tom. XXVII, București.
129. MORGÓS, A. (2007), *Faanyagok kormeghatározása – a dendrokronológia és a magyarországi helyzet*. Az erdő és a fa régészete és néprajza. Archaeology and Ethnography of Forest and Wood (szerkesztő / editor : Gömöri János). Sopron;
130. MOȚOC, M., MUNTEANU, S., BĂLOIU, V., STĂNESCU, P., MIHAI, GH. 1975. *Eroziunea solului și metode de combatere*, Editura Ceres, București, p.301.
131. MUTIHAC, V., IONESI, L. (1974) *Geologia României*, Editura tehnică București
132. NAUM T.(1961), *Platformele și nivelele de eroziune din Carpații și Subcarpații de Curbură*, AUB - geol.- geogr., X, 27.
133. OPREA, D. BRÂNDUȘ, C., CRISTEA, I., (2003), *Procese geomorfologice actuale în bazinul hidrografic al râului Suceava. Studiu de caz – alunecarea „Șandru” Brodina* Analele Universității „Ștefan Cel Mare” Suceava Secțiunea Geografie Anul XII.
134. ORBÁN BALÁZS, (1868), *A Székelyföld leírása*.
135. ORGHIDAN, N., (1929), *Observațiuni morfologice în regiunea Brașovului – Platforma Poiana Mărului*, Țara Bârsei, I, 1, Brașov.
136. ORGHIDAN, N., (1931), *Observațiuni morfologice în regiunea Brașovului – Valea superioară a Oltului*, Țara Bârsei, III, 2, 3, 5.
137. ORGHIDAN, N. (1937) *Munții Baraolt*. Extras din Omagiu lui Constantin Kirițescu, Edit. Cartea Românească, București.
138. ORGHIDAN N., (1965 a), *Munții Persani, Observații geomorfologice cu privire specială asupra văii Oltului*, St. Cerc. Geofiz. Geol. Geogr., seria geogr.XII, 1.
139. ORGHIDAN, N. (1965b), *Munții Perșani*, Natura – Geogr.- geol.XVII,4.
140. ORGHIDAN, T., DUMITRESCU, M. (1963), *Studiu monografic al complexului carstic din defileul Vârghișului*. - Lucr. Inst. Speol. “Emil Racoviță”, t. I-II, București, 69-178.
141. PATRICHE C. V., CĂPĂȚÂNĂ V., STOICA D. L. (2006), *Aspects regarding soil erosion spatial modeling using the USLE/RUSLE within GIS*, Geographia Technica, No. 2, Cluj Napoca.
142. PÁL Z., KIS Boglárka, SZÉKELY Borbála, (2008), *Erdővidéki természetes ásványvizek fizikai-kémiai tulajdonságainak összehasonlító vizsgálata a földtani eredetük függvényében*, Acta Siculica, pg. 35-47, Muzeul Național Secuiesc, Sf. Gheorghe.
143. PÂNZARU, G., SORAN, V., (1983), *Dendroecologia zâmbrului (Pinus cembra L.) din Rezervația Biosferei Pietrosul Mare, Munții Rodnei*. Rezervația naturală Pietrosul Rodnei la 50 de ani. Baia Mare.
144. PELTZ, S. (1970): *Contribuții la cunoașterea formațiunii vulcanogen-sedimentare pleistocene din sudul Munților Harghita și nord-estul bazinului Baraolt*, D. S. Inst. Geol. Geofiz., LVII/5.
145. PÉTER E., MAKFALVI Z., (1978), *Apele termominerale de la extremitatea sudică a masivului Harghita* (A Hargita-hegység déli peremének ásványos hőforrásai), Aluta. vol. VIII – IX. 1976 – 1977. Sepsiszentgyörgy.
146. PÉTER E. –MAKFALVI Z., (1974 – 1975), *Emanatii de gaze în aureola postvulcanică activă a lanțului eruptiv Gurghiu –Harghita*, Aluta. Muz. Sf. Gheorghe.

147. PÉTER, E. (1977), *Ape minerale din extremitatea sudică a masivului Harghita*, Aluta - Muz. Sf. Gheorghe, 1976-1977.
148. PÉTER, E. (1984), *Considerații privind apele termominerale de la Băile Tușnad și posibilitățile de valorificare a acestora*, Stud. tehn. econ. Inst. Geol. Geofiz., București, seria E, 14, p. 183-197.
149. PETREA, D., (2002), *Abordarea integrată în geografie între tradiție și actualitate*, Studia Univ. „Babeș-Bolyai”, Geographia, nr.1, Cluj-Napoca.
150. PETREA, D., (2005), *Obiect, metodă și cunoaștere geografică*, editura Universității din Oradea.
151. PETRESCU, I., (1969), *Date noi asupra paleoflorei din Bazinul Baraolt*, D.S. Inst. Geol. Geof., vol. LIV/2, București.
152. PETRESCU, I., FERENCZ, A., (1979), *Contribuții la cunoașterea petrografiei și genezei ligniților de la Racoșul de Sus (Bazinul Baraolt)*, St. Com. Muz. Brukenthal, vol. 23, Sibiu.
153. PETRESCU I., BUDA A., (1986): *Contributions to the study of the Geology and Palynology Neogene formations with coal in the Brasov-Tirlungeni Area*. Studia Universit., s. Geologia- Geogr., XXXI, 2, Cluj-Napoca.
154. PETRESCU, I., colab. (1987) *Geologia zăcămintelor de cărbuni*, vol. II, Editura Tehnică, București.
155. PETRESCU, I., BUDA, A., BOÉR, H., (1988), *Contributions to the knowledge of lignit formations palaeoenvironment in the Baraolt Basin (Eastern Carpathians)*, Studia Univ. Babeș-Bolyai, seria Geol. Geogr. XXIII, 2, p. 3-14, Cluj-Napoca.
156. POPA, I., (2002), *Elaborarea de serii dendrocronologice pentru molid, brad și gorun cu aplicabilitate în dendroclimatologie și dendroecologie*. Referat științific final. ICAS. Câmpulung Moldovenesc. 136 p.
157. POPA, I., (2003), *Analiza dendroecologică a regimului perturbărilor în pădurile din nordul Carpaților Orientali*. Bucovina Forestieră 1:17-30.
158. POPA, I., (2004), *Dendrocronologia în România. Realizări și perspective*. În Giurgiu, V., (eds.): Silvologie, vol. IIIA. Editura Academiei Române. 187-227.
159. POPA, I., (2004), *Fundamente metodologice și aplicații de dendrocronologie*. Editura Tehnică Silvică. 200 p.
160. POPESCU N. (1972) *Depresiunile din România, Carpații Orientali și de Curbură*. Terra nr. 6. București.
161. POPESCU, N. (1973) *Depresiunile din România*, în vol. Realizări în geografia României, Editura științifică, București
162. POPOVICI VIORICA (1959), *Explorări geologice în bazinul Baraolt – Vârghiș – Căpeni – Buduș – Aita Seacă*, STE, A, 5, Inst.geol.
163. POSEA GR., POPESCU N., IELENICZ M., (1974), *Relieful României*, Editura științifică și enciclopedică, București
164. POSEA, GR. (1981), *Depresiunea Brașovului (caractere geomorfologice)*, AUB – Geogr., XXX
165. PREPELITA, V. (1979), *Solurile Munților Harghita* în vol. Valorificarea superioară a terenurilor agricole și silvice din S-E Transilvaniei, A X-a Conferință națională pentru știința solului (Brașov, 1979), Ghidul excursiilor, Publ. Soc. Nat. St. Solului, 18.
166. PRICĂJAN, A. (1969), *Zăcămintele de ape minerale din România*, Buletinul Societății de Științe Geologice din R. S. România, Xi.
167. PRICĂJAN, A (1974), *Hargita megye ásványvíz és mofetta-gáz kincsei*, Hargita megye természetes gyógytényezői, Csíkszereda, 20–21.
168. PRICĂJAN, A. (1985), *Substanțele minerale terapeutice din România*, Editura Științifică și Enciclopedică, București.

169. RÁCZ G. (ed.) (1968): *Plantele medicinale din flora spontană a bazinului Ciuc*. – Harghita Megyei Néptanács, Csíkszereda, 185 pp.
170. RÁCZ G. – FÜZI J. (1973): *Kovászna megye gyógynövényei*. – Agron. Háza „Árkos”, Sepsiszentgyörgy, 239 pp.
171. RÁCZ G. – RÁCZ E. J. (1972): *Erdővidék flórája Benkő József (1740–1814) kéziratában*. – *Aluta (Sepsiszentgyörgy)* 4: 61–69.
172. RĂDULESCU C., SAMSON P. (1985): *Pliocene and pleistocene mammalian biostratigraphy in southeastern Transylvania (Romania)*. - *Trav. Inst. Spéol. „Emil Racovitza”*, t. XXIV, București, 85-95.
173. ROȘCA SANDA, PETREA D., VĂIDEAN ROXANA, (2009) *Evaluarea cantitativă și semnificativă a susceptibilității la alunecări de teren. Studiu de caz: Bazinul hidrografic al Nirajului*, *Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences*, Vol. 4, No. 2, p. 123 – 132.
174. ROȘU, AL. (1980), *Geografia fizică a României* – ediția a doua – Editura Didactică și Pedagogică, București.
175. ROȘU, AL. (1987), *Terra – Geosistemul vieții*, Editura Științifică și Enciclopedică, București.
176. RUS, I., (2005), *Substrat și peisaj geografic în Munții Pădurea Craiului*, Editura Universității din Oradea, Oradea.
177. SANDULESCU, M., (1984), *Geotectonica României*, Editura tehnică București.
178. SAUER, C., (1925), *The Morphology of Landscape*, inclus în vol. “Land and Life, a Selection from the Writings of Carl Sauer” J. Leighly(ed.), Berkley, Univ. Of California Press, 1967.
179. SAVU AL. , (1975) *România Sinteza geografică*. Editura științifică și enciclopedică București
180. SAVU GH. et al. (1968): *Asupra vârstei formațiunii productive din Bazinul Baraolt*. D. S. Inst. Geol. Gf., LXV, 4, București
181. SAVU, Gh. M. (1981): *Grupul lacustru-vulcanogen de Baraolt*, D. S. Inst. Geol. Geofiz., vol. LXVI., 1979, 4 (Strat.), București
182. SAVU, M. GH. (1971), *Argumente paleontologice în favoarea susținerii existenței pânzei de Baraolt*, D.S. Inst. Geol., LVII/4.
183. SAVU, M. GH., (1984), *Studiul geologic al regiunii cuprinse între localitățile Filia – Vârghiș – Baraolt – Aita Mare – Malnaș Băi – Bicsad – Herculan cu pricivire specială asupra depozitelor de lignit*, Teza de doctorat, Fac. Geol. Geogr. Univ. București.
184. SCHMIDT S. 1882: *Haematit a Hargitából*. - *Orvos. Természettud. Értesítő*, II. Természettud. Szak, IV. köt., III. füz. Budapest, 250-265
185. SCHREIBER, E. W., (1994), *Munții Harghita – Studiu geomorfologic*, Editura Academiei Române, București.
186. SCHREIBER, E. W. (1980), *Harta riscului intervențiilor antropice în peisajul geografic al Munților Harghita*, SCGGG – Geogr., XXVII, 1
187. SCHREIBER, E. W. (1981) *Evoluția condițiilor ecologice în cuaternar la limita superioară a pădurii din Munții Harghita*, în vol. *Prognost și reconstrucție ecologică*, Acad. Rom., Fil. Cluj Napoca, instit. Agron. Cluj Napoca.
188. SEGHEDI I., SZAKÁCS S., UDRESCU, C., STOIAN, M., GRABARI, G. 1987: *Trace elements geochemistry of the Southern Harghita volcanics (Eastern Carpathians): Calk-alkaline and shoshonitic associations*, - D. S. Inst. Geol. Geofiz., 72-73/1, București, 381-391.
189. SEGHEDI I., BALINTONI, I., SZAKÁCS A. 1998: *Interplay of tectonics and neogene post-collisional magmatism in the intracarpethian region*. - *Lithos*, 45, Amsterdam, 483-497.

190. SIMIONESCU, I., (1983), *Fauna României* – ediția a III-a – Editura Albatros, București.
191. SLĂVOACĂ, D. (1971), *Geneza apelor minerale de la Tușnad*, Stud. tehn. econ., I. G. G., București, seria E, nr. 9, p. 95-102.
192. SLĂVOACĂ, D., AVRAMESCU, C. (1956), *Observații geologice, litologice și hidrogeologice în masivul Sf. Ana (Mții. Bodocului)*, Comun. Acad. R. P. România., București. VI/3, p. 465-470, 4 f.
193. STOIAN, L., C., (2011), *Impactul antropic asupra calității mediului în municipiul Cluj-Napoca*, Rezumatul tezei de doctorat, Cluj Napoca.
194. STRAUB J. (1950), *Erdélyi gyógyvizek (ásványvizek) kémiai összetétele, különös tekintettel a ritkább alkatrészekre és ezek biokémiai jelentőségére*, A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve, XXXIX, i.
195. SORAN, V., ANDREICA, A., GARLEA, D., BERCEA, V., 1981, *Cercetări asupra dendrocronologiei și dendroecologiei zîmbrului (Pinus cembra L.) din rezervația științifică a Munților Retezat*, Ocrotirea Naturii și a Mediului Înconjurător 25:27-37.
196. SURD, V., *Introducere în geografia spațiului rural*, Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca.
197. SURDEANU, V., (1998), *Geografia terenurilor degradate*, Editura Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca.
198. ȘTEFĂNESCU, M., (1968), *Pânza de Baraolt*, D.S. Inst. Geol. Geof. vol. LV/5, p.107 – 124, București.
199. SZABÓ Á., BOGDAN Delia, KISGYÖRGY Z. (1980), *Adatok Kovászna, Bálványosfürdő és Málnásfürdő ásványvizeinek és mofettáinak radioaktivitásához*, Aluta. vol. X – XI. 1978 – 1979, Sepsiszentgyörgy.
200. SZABÓ-SELÉNYI ZS. (1974), *A gyergyói medence borvizeinek jellemzése*, Hargita megye természetes gyógytényezői, 256, Csíkszereda.
201. TEODOREANU ELENA, MIHAI ELENA (1971), *Inversiuni de temperatură în culoarul Rucăr-Bran*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geografie, t. 18, nr. 2, p.195-202.
202. TISSESCU, A., 1990, *Cercetări privind elaborarea seriilor dendrocronologice la gorun –Quercus petraea și stejar pedunculat – Quercus robur L.*, Revista pădurilor 105:26-31;
203. TONIUC, N., OLTEAN, M., ROMANCA, G., ZAMFIR M. 1992: *List of protected areas in Romania (1932-1991)*. - Ocrot. Nat. Med. Înconj., t. 36, nr. 1, București, 23-33.
204. TOVISSI, I. (1972) *Schimbările albiei Oltului în extremitatea sudică a Munților Baraolt*, Aluta Sf Gheorghe.
205. TUAN, Y. F., (1974), *Topophilia. A Study Environmental Perception, Attitudes and Values*, Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey.
206. TULOGDY, J., (1929), *Székelőföld földrajza*, Minerva rt., Cluj-Napoca.
207. ÚJVARI J., (1972), *Geografia apelor României*, Editura Științifică București.
208. VADÁSZ E. (1915), *Földtani megfigyelések a Persányban és a Nagybagmásban*. - Földtani Közlöny, Budapest.
209. VADÁSZ E. (1966), *Bazaltföldtani történeti jegyzetek*. - Földtani Közlöny, XCVI. köt., 3. füz., Budapest, 322-324.
210. VALERIA VELCEA, SAVU, AL., (1982): *Geografia Carpaților și Subcarpaților Românești*. Editura Didactică și Pedagogică București.
211. VESZELY, K., (2004), *A baróti plébánia*, az 1868-as brassói kúsnak hasonmás kiadása, Charta Kiadó, Sepsiszentgyörgy.
212. ZIMÁNYI K. 1913: *Hematit a Kakukkhegyről*. - Különlenyomat a Földtani Közlöny XLIII. kötetéből, Budapest, 431-444., V-X. Tábla.

213. ZOTIC, V., (2005), *Componentele operaționale ale organizării spațiului geografic*, Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca.
214. WANEK, F. (2000), *Ásványvízkutatás és szénhidrogének a Keleti-Kárpátokban 1908 előtt*, Kőolaj és Földgáz 33. (133.) évfolyam 7–8. szám, július–augusztus.
215. ICPA, 1987. *Metodologia elaborării studiilor pedologice*, (N. Florea, V. Bălăceanu, C. RăuŃă, A. Canarache, coord.), Inst. Cercet. Pedologie Agrochimie, Min.Agr.
216. ***** *Adreanum*, (1224), Arhivele Naționale, Direcția Județeană Sibiu.
217. ***** Arhivele Primăriei Baraolt, 2005 – 2009.
218. ***** Arhivele E.M. Căpeni 1950 – 2007.
219. ***** Arhivele SGA Covasna.
220. ***** Arhivele Stației Meteorologice Baraolt 1961 – 2010.
221. ***** Erdővidéki Hírlap 1925 – 1937, Barót.
222. ***** Geografia României, vol. I. (1983), Editura Academiei Republicii Socialiste România, București.
223. ***** Geografia României, vol.III, (1987), Editura Academiei Republicii Socialiste România, București.
224. ***** HG nr 209/1999, privind declararea zonei miniere Baraolt, județul Covasna, ca zonă defavorizată. Monitorul Oficial Partea I nr 134 din 1 apr. 1999.
225. ***** H. G. nr. 349 din 21 aprilie 2005 privind depozitarea deșeurilor, publicat în Monitorul Oficial nr. 394 din 10 mai 2005.
226. ***** Hotărîrea Guvernului României nr. 975/2002 privind atestarea domeniului public al județului Covasna, precum și al municipiilor, orașelor și comunelor din județul Covasna, Monitorul Oficial nr. 694 din 23 sept. 2002.
227. ***** Hotărîrea Guvernului Rămâniei nr. 447 din 10 aprilie 2003 pentru aprobarea normelor metodologice privind modul de elaborare și conținutul hărților de risc natural la alunecări de teren și inundații. Monitorul Oficial Nr. 305 din 7 mai 2003.
228. ***** Hotărîrea Consiliului Județean Covasna nr. 39/2001 privind punerea sub regim provizoriu de ocrotire a bunurilor din patrimoniul natural județean.
229. ***** Legea nr. 2 din 16 februarie 1968 privind organizarea teritoriului Republicii Socialiste România, publicat în Buletinul Oficial nr. 17 din 17 februarie 1968.
230. ***** Legea nr. 575/2001 privind aprobarea Planului de amenajare a teritoriului național - Secțiunea a V-a Zone de risc natural. Monitorul Oficial, Partea I nr. 726 din 14.11.2001.
231. ***** Legea nr.458/2002 privind calitatea apei potabile, Monitorul Oficial Partea I nr. 552 din 29.07.2002.
232. ***** Planul Urbanistic Zonal al orașului Baraolt, 2010.
233. ***** Republica Socoalistă România, Harta geologică, Sc 1:50000, Foaia 79c Baraolt, L-35-64-c.
234. ***** Studiu pedologic – Satul Herculian OSPA Brașov, 1969.
235. ***** Studiu pedologic – Comuna Bățani, OSPA Brașov, 1975
236. ***** Studiu pedologic – Comuna Vârghiș, OSPA Brașov, 1991.
237. ***** Studiu pedologic – Comuna Ormeniș OSPA Brașov, 1993.
238. ***** Studiu pedologic – Comuna Brăduț, OSPA Brașov, 1995
239. ***** Studiu pedologic – Orașul Baraolt, OSPA Brașov, 2000.
240. <http://www.agir.ro/buletine/200.pdf> 11 iun. 2012 ora 11:45.
241. <http://www.unisdr.org/we/inform/publications/31468>
242. <http://topsoil.nserl.purdue.edu/usle/>
243. <http://www.eurosem-soil-erosion.org/ú>
244. <http://www.icpa.ro/>
245. <http://www.fao.org/nr/land/sols/soil/en/>
246. <http://natura2000.mmediu.ro/>

- 247. <http://www.snam.ro/prodctr.html>
- 248. <http://www.covasna.insse.ro/main.php?id=442>
- 249. http://www.erdovidek.ro/index.php?pag=index_akt&m=2&cm=5
- 250. <http://eur-lex.europa.eu>
- 251. www.erdovidek.ro
- 252. <http://www.arcanum.hu/kiadvanyaink/DVD/?id=AEKFETB>
- 253. http://www.ars.usda.gov/SP2UserFiles/Place/64080530/RUSLE/AH_703.pdf
- 254. <http://cholnoky.ro/content/view/244/231/lang,hu/>
- 255. <http://www.esri.com/>
- 256. <http://www.microimages.com/documentation/ReleaseNotes/v69/rel69.htm>
- 257. <http://www.rinntech.de>

CUPRINS

CAPITOLUL 1. – DEPRESIUNEA BARAOLT: AȘEZAREA GEOGRAFICĂ ȘI RAPORTURILE CU UNITĂȚILE LIMITROFE	4
CAPITOLUL 2. – PRIVIRE RETROSPECTIVĂ ASUPRA CERCETĂRIILOR PRIVIND DEPRESIUNEA BARAOLTULUI	10
CAPITOLUL 3. – DEPRESIUNEA BARAOLTULUI: ASPECTE DE INDIVIDUALITATE GEOGRAFICĂ ȘI TAXONOMIE TERITORIALĂ	14
CAPITOLUL 4. – SUBSTRATUL GEOLOGIC CA PREMISĂ A INTEGRĂRII ȘI DIFERENȚIERII PEISAGISTICE	18
4.1. Scurt istoric privind cunoașterea geologiei teritoriului	18
4.2. Repere definitorii privind evoluția paleogeografică a Depresiunii Baraoltului	18
4.3. Structura, tectonica și litologia Depresiunii Baraoltului – factori determinanți ai individualității geomorfologice	23
4.3.1. Structura geologică	23
4.3.2. Tectonica Depresiunii Baraoltului	26
4.3.3. Petrografia – premisă a diversificării peisagistice	30
4.3.4. Resurse minerale aferente substratului	37
4.4. Reflectarea caracteristicilor geologice în peisajul geografic	42
CAPITOLUL 5. – RELIEFUL DEPRESIUNII BARAOLT	56
5.1. Trăsături definitorii de ordin morfografic și morfometric	56
5.1.1 Hipsometria	57
5.1.2 Adâncimea fragmentării	60
5.1.3 Densitatea fragmentării reliefului	64
5.1.4 Declivitatea	67
5.1.5 Expunerea versanților	69
5.2. Individualitatea morfogenetică a reliefului	72
5.2.1. Relieful sculptural	72
5.2.2. Relieful structural	86
5.2.3. Relieful petrografic	86
5.2.4. Relieful fluvial	90
5.2.5. Relieful antropic	113
5.3. Procese geomorfologice contemporane	120
5.4. Susceptibilitatea la alunecări de teren	127
CAPITOLUL 6. – CLIMATUL ȘI DIFERENȚIERI TOPOCLIMATICE	141
6.1. Temperatura aerului în Depresiunea Baraolt	141
6.2. Precipitațiile atmosferice în Depresiunea Baraolt	146
6.3. Vântul ca factor climatic	152
6.4. Prelungirea unor date climatice caracteristice prin metoda dendrocronologică (pe baza lățimii inelelor de creștere ale gorunului – Quercus petraea)	156
6.5. Corelații între relief și climat	166
CAPITOLUL 7 – EVALUAREA CARACTERISTICILOR HIDROGRAFICE	170
7.1. Rețeaua de drenaj	170
7.1.1. Elementele morfo-hidrografice ale principalelor ape curgătoare	171
7.2. Lacurile și zonele umede	182
7.3. Apele subterane	186
7.4. Corelații între climat – relief și scurgere	206
CAPITOLUL 8. VEGETAȚIA ȘI FAUNA	208
8.1. Vegetația	208
8.2. Fauna	213
CAPITOLUL 9 – EVALUAREA COMPONENTEI EDAFICE	217
9.1. Corelații între climat – relief – scurgere – vegetație – componenta edafică	223

9.2. Susceptibilitatea la eroziunea solului	227
CAPITOLUL 10 – STRUCTURA PEISAGISTICĂ ȘI CALITATEA MEDIULUI ÎN DEPRESIUNEA BARAOLTULUI	237
10.1. Scurte considerații de ordin teoretic	237
10.2. Aspecte privind tipologia și dinamica peisajelor din Depresiunea Baraoltului	238
10.3. Impactul activităților antropice asupra calității mediului.....	246
CAPITOLUL 11. REFLECTAREA FACTORILOR FIZICO-GEOGRAFICI ÎN ORGANIZAREA TERITORIALĂ A DEPRESIUNII BARAOLT	257
11.1. Procesele organizatorice ca premisă a teritorialității.....	257
11.1.1 Aspecte teoretice	257
11.1.2. Aspecte autoorganizatorice în Depresiunea Baraoltului	259
11.1.3. Aspecte sociale și rolul lor în organizarea teritorială a Depresiunii Baraoltului ...	261
11.1.4. Procese de factură economică și rolul lor în organizarea teritoriului.....	267
11.2. Rolul factorilor fizico-geografici în edificarea sistemului de așezări	277
11.3. Resursele și dezvoltarea teritorială.....	285
11.3.1. Impactul economic al valorificării resurselor de subsol.....	289
11.3.2. Oportunități și alternative de dezvoltare economică bazate pe valorificarea resurselor fizico-geografice.....	291
CONCLUZII	298
BIBLIOGRAFIE	300



ISBN: 978-973-595-861-9